

127
MÉMOIRES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE


NOUVELLE SÉRIE — TOME V — FASC. 3-4 — FEUILLES 15 à 48

MÉMOIRE N° 12, PP. 1 à 270 — PL. I à X, 1 carte

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE
STRATIGRAPHIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE
DE LA
PARTIE MÉDIANE DU PAYS SAKALAVE
(MADAGASCAR)

PAR

Louis BARRABÉ



PARIS

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE
28, RUE SERPENTE, VI

1929

MÉMOIRE N° 12

**CONTRIBUTION A L'ÉTUDE
STRATIGRAPHIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE**

DE LA

PARTIE MÉDIANE DU PAYS SAKALAVE

(MADAGASCAR)

VENTE DES PUBLICATIONS DE LA SOCIÉTÉ, 28, rue Serpente. Paris, VI.

1° **Comptes rendus** sommaires des séances, *servis gratuitement environ deux fois par mois à tous les membres de la Société*, et formant chaque année 1 vol. de environ 300 p. in-8. Prix : 40 francs.

2° **Bulletin** périodique des travaux de la Société, *dont le service est fait gratuitement à tous les membres de la Société*, et formant, depuis 1830, un fort beau volume annuel in-8 avec dessins, phototypies, cartes. Prix : 200 fr.

Les comptes rendus isolés, les fascicules séparés, les volumes, les tables générales, sont vendus au public (remise de 50 % aux membres de la Société).

3° **Bibliographie des Sciences géologiques** publiée par la Société Géologique avec le Concours de la Société française de Minéralogie et de la Fédération des Sociétés françaises des Sciences naturelles. Fascicules trimestriels in-8°. Prix : 50 fr. l'année.

4° **Réunions extraordinaires**, Comptes Rendus détaillés des Excursions faites en groupe par la Société, une fois par an; prix divers (50 % pour les membres de la Société).

5° **Mémoires, Géologie**, 1833-1910, format in-4° raisin. Prix divers (remise 50 % aux membres de la Société).

6° **Mémoires, Paléontologie**, 1890-1923. — Prix divers (remise 20 % aux membres de la Société).

7° **Mémoires (nouvelle série)**. In-4° raisin. Par souscription payable avant l'apparition du volume : France : 160 francs. Etranger : 180 francs. — Après l'apparition, le volume : 200 francs et par fascicule, prix divers. (Réduction 20 % aux membres de la Société.)

8° **Mémoires divers. Travaux de Fontannes** (prix divers).

*
Q.E.
1
57
ser. 5
vol. 5-6
no. 10
12-13

MÉMOIRES /

DE LA

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE

DE FRANCE //

(NOUVELLE SÉRIE)

MÉMOIRE N° 12

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE
STRATIGRAPHIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE

DE LA

PARTIE MÉDIANE DU PAYS SAKALAVE


(MADAGASCAR)

PAR

Louis BARRABÉ

PARIS
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE
28, RUE SERPENTE, VI

1929



Digitized by the Internet Archive
in 2023

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE

DE LA

PARTIE MÉDIANE DU PAYS SAKALAVE

(MADAGASCAR)

AVANT-PROPOS. HISTORIQUE ¹

Nos connaissances géologiques sur Madagascar ont beaucoup progressé depuis la publication, en 1906, de la thèse de doctorat de M. Paul LEMOINE : « Études géologiques dans le Nord de Madagascar. Contribution à l'histoire géologique de l'Océan Indien ». De très nombreuses notes, de nombreux rapports et même quelques mémoires paléontologiques ont apporté un ensemble de connaissances nouvelles qui ont été résumées et synthétisées par M. P. LEMOINE en 1911, puis par M. A. LACROIX en 1922, dans le premier tome de sa Minéralogie de Madagascar. Par contre aucune étude géologique approfondie d'une grande région de l'île n'a vu le jour.

Ce sont ces considérations qui m'ont amené à entreprendre, dans le présent mémoire, une monographie aussi complète que possible de la contrée que j'ai étudiée; en même temps j'ai jugé utile de reprendre succinctement l'exposé de la stratigraphie des autres parties de Madagascar, de l'Afrique orientale et de l'Inde pour mieux mettre en évidence les grandes analogies qu'ont présenté les formations sédimentaires et les faunes de ces divers pays au cours des temps géologiques.

La région dont je me suis proposé l'étude est très vaste : elle comprend toute la partie médiane de la zone sédimentaire occidentale de Madagascar, entre la côte du Canal de Mozambique à l'Ouest, le Manambolo au Sud, le Bongolava à l'Est et la Betsiboka au Nord; soit une superficie totale de près de 60 000 km², formant une bande de terrain de 400 km. de longueur sur près de 150 km. de largeur moyenne. Malgré le temps relati-

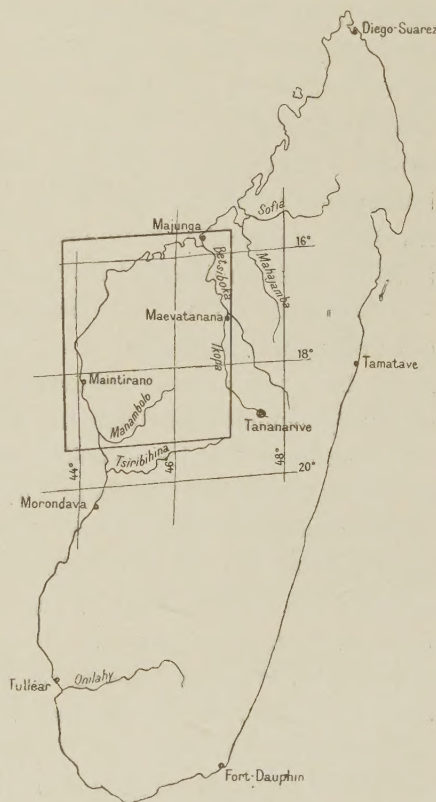


Fig. 1. — Situation de la région médiane du pays sakalave.

1. Cet ouvrage était déjà en cours d'impression quand j'ai eu connaissance de l'importante subvention que la Caisse des Recherches scientifiques a bien voulu m'accorder; j'adresse à ses membres et plus particulièrement à M. A. Lacroix qui a bien voulu appuyer ma demande le tribut de ma plus vive gratitude.

vement limité dont j'ai pu disposer pour effectuer les explorations sur le terrain, j'ai adopté les limites qui viennent d'être précisées afin d'englober dans mon travail, à la fois l'aire anticlinale du Cap Saint-André et les extrémités des deux aires d'ennoyage situées de part et d'autre (fig. 1).

*
* *

Avant la conquête de Madagascar, la région du Cap Saint-André était peu connue et les documents géologiques de quelque valeur qui s'y rapportent sont rares ; on ne peut guère citer de cette époque que les travaux de J. M. HILDEBRANDT (1880) et de BARON (1889) avec compléments paléontologiques par Newton et pétrographiques par HATCH.

Ce n'est qu'après l'occupation et à mesure que la pacification du pays sakalave progressait, que des études plus détaillées purent être effectuées. C'est d'abord M. E. F. GAUTIER qui, à partir de 1897, accompagna fréquemment les détachements de pénétration pour recueillir des observations sur la constitution géologique des pays traversés, ce qui lui permit de publier, dans une série de rapports comportant une première carte du Menabe et du Mahilaka, les traits fondamentaux de la structure géologique du pays sakalave. Malgré quelques vues discutables sur la paléogéographie, ces documents présentèrent alors un vif intérêt ; en particulier, ils firent connaître la présence d'affleurements cristallins dans l'Ambongo. En 1897, le pharmacien Prince effectuait également une mission dans l'Ambongo, le Milanja et le Boeni et rédigeait un rapport renfermant des observations géologiques intéressantes bien que parfois un peu fantaisistes. Il devait mourir avant même que son travail ne soit publié. Enfin vers la même époque, M. Marcellin BOULE précisa l'âge de différents niveaux en étudiant les faunes recueillies par M. Gautier.

A partir de 1898, les renseignements géologiques sur la région désormais pacifiée, devinrent plus abondants : des colons et des chefs de postes ou de cercles militaires recueillirent des fossiles et s'intéressèrent aux recherches sur le terrain. Des missions importantes eurent également lieu ; celle de MOUNEYRES et BARON en 1893 permit à M. H. DOUVILLÉ, grâce aux nombreux fossiles recueillis, de dater avec précision les principaux niveaux affleurant de part et d'autre du Cap Saint-André ; puis la mission de GIRAUD en 1912-1913 compléta sur certains points les observations stratigraphiques de Mouneyres et Baron et surtout donna un aperçu d'ensemble sur les roches éruptives de la région parcourue, roches qui n'avaient pu être étudiées jusqu'alors que d'une manière fragmentaire par M. A. LACROIX, d'après les matériaux envoyés au Laboratoire de Minéralogie du Muséum, au cours des différentes missions antérieures. Pendant cette même période qui s'étend de 1900 à la déclaration de guerre, deux géologues, excellents observateurs, apportèrent une contribution très importante à la connaissance géologique de Madagascar et plus particulièrement de la contrée qui nous occupe ici : ce sont le regretté capitaine COLCANAP et M. H. PERRIER DE LA BATHIE. Le premier, pendant ses tournées administratives dans le cercle de Maevatanana qu'il commandait alors, put recueillir de nombreuses observations qui précisèrent la stratigraphie de la région et lui permirent d'en donner une carte géologique schématique. De très nombreux documents paléontologiques recueillis par COLCANAP ont été concentrés au Laboratoire de M. M. Boule au Muséum, mais leur étude, entreprise dès la fin de la guerre par Mlle MORAND, n'a pas été poursuivie et il ne m'a pas été possible d'en prendre connaissance. M. PERRIER DE LA BATHIE, explorateur infatigable, a parcouru en tous sens l'Ambongo et le Boeni, accumulant

une foule de renseignements dont beaucoup malheureusement sont restés inédits. Il a donné cependant la première carte géologique un peu détaillée, au 1/1000 000, de ces régions ainsi que plusieurs études dont les deux principales sont : la description minutieuse du contact du massif central cristallin avec les formations sédimentaires, le long du Bongolava; un exposé d'ensemble sur les formations sédimentaires postérieures aux épanchements basaltiques dans la région comprise entre le Cap Saint-André et la Betsiboka, exposé auquel est joint une carte au 1/500 000 et qui m'a fourni des renseignements du plus haut intérêt concernant les dépôts tertiaires et récents que le manque de temps ne m'a pas permis d'observer. Ce dernier travail est d'ailleurs postérieur à la guerre.

Ces dernières années, ce sont surtout les recherches de pétrole qui ont contribué à l'exploration géologique détaillée de nos colonies. La région centrale du Pays sakalave fut favorisée à ce point de vue grâce à la présence de nombreuses imprégnations et coulées de bitume, principalement dans les grès triasiques. C'est ce qui conduisit MM. LÉON BERTRAND et L. JOLEAUD, chargés, en 1923, d'une mission officielle pour la prospection des hydrocarbures, à diriger leurs recherches principalement sur la région située immédiatement au Sud de l'aire anticlinale du Cap Saint-André, la plus riche en indices. Un important rapport de mission qui est demeuré inédit, mais que j'ai pu avoir à ma disposition au cours de mes recherches ultérieures, réunissait les observations nouvelles de ces deux savants professeurs et en même temps tentait une synthèse de la stratigraphie de la région en utilisant tous les travaux antérieurs. Une carte au 1/1 000 000 qui a été seule publiée accompagnait ce rapport. La même année, M. DUMAS, Directeur du Service des Mines de la Colonie, qui avait déjà exploré certaines parties du pays antérieurement, effectuait ainsi que plusieurs collaborateurs des explorations de détail destinées en particulier à vérifier l'existence d'indices d'hydrocarbures. Seul, des différents rapports fournis alors, celui de M. DECARY, comportant un essai de carte géologique des environs de Bekodoka fut publié.

L'année suivante, je fut chargé par M. le Gouverneur général OLIVIER et sur la proposition de MM. BERTRAND et DUMAS, d'une première mission ayant pour but l'étude des affleurements de charbon reconnus dans la vallée du Ranobe et de leur extension. Je consacrai à l'exploration de cette région et de ses abords les mois de juin à octobre 1924. Des itinéraires assez étendus vers Bekodoka, Bemaimbo et Antsalova me permirent de préciser quelques points de détail, en dehors de la région des vallées moyennes du Ranobe et du Manambao dont j'ai dressé une carte géologique au 1/100 000 restée inédite.

En 1925, le Service des Mines s'adjoignait un service géologique et M. SCHNÆBELÉ, engagé par la Colonie, commençait l'étude de la région d'Antsalova. Enfin, en 1926, je fus chargé d'une seconde mission par le Gouvernement général de Madagascar, en vue de la détermination de positions de sondages favorables pour la recherche du pétrole. Je repris en détail, en partie en collaboration avec M. Schnæbelé, l'étude de la région d'Antsalova jusqu'au Manambolo vers le Sud, puis j'explorai seul le bas Manambao, la région anticlinale du Cap Saint-André et l'aire d'ennoyage post-triasique qui s'étend de là à la Betsiboka. Je consacrai environ six mois à ces recherches sur le terrain (avril-octobre 1926).

*
*
*

C'est donc pendant une période de onze mois environ, au total, que j'ai exploré l'Ouest malgache au cours de mes missions de 1924 et 1926. Ce temps pourra paraître bien court

en comparaison de l'immense étendue dont je m'étais assigné l'étude et de fait quelques mois supplémentaires de travail en brousse m'auraient été utiles pour compléter mon étude. Mais étant limité par la durée de mon autorisation d'absence à la fin de ma deuxième mission, il ne me fut pas possible de prolonger mon séjour.

Pour compenser dans la mesure du possible le manque de temps, j'ai été conduit à utiliser au mieux, avec des repos aussi réduits que possible, les périodes que j'ai passées sur le terrain; c'est ainsi que la longueur totale des itinéraires que j'ai parcourus n'est certainement pas inférieure à 5.000 km. Or il faut remarquer que cette longueur totale de trajet, qui ne serait pas considérable dans un pays civilisé avec voies de communication faciles, a été effectuée entièrement à pied ou en filanjana dans une région très peu peuplée, dépourvue de bons chemins et souvent même de pistes. En particulier, l'exploration de l'immense zone désertique qui s'étend sur plus de 60 km. de largeur et autant de longueur, entre Morafenobe et Bekodoka, se heurte à de nombreuses difficultés dont les principales sont : 1° l'absence de villages et par suite de ravitaillement, ce qui nécessite des porteurs supplémentaires pour transporter de lourdes provisions ou pour effectuer des allées et venues entre les points de campement et les villages les moins éloignés; 2° l'absence de pistes, corollaire immédiat du manque de population et d'où résultent souvent de grosses difficultés pour les déplacements dans un pays, parfois boisé et souvent très accidenté, avec des ravins aux berges abruptes. L'exploration des affluents du Ranobe et du Manambao, au cours de ma première mission a été particulièrement difficile : tantôt, en effet, les rivières sont de véritables torrents avec de fortes pentes, encombrés de blocs énormes, coupés de rapides et de chutes et encaissés entre des rives, souvent escarpées et toujours boisées; tantôt, au contraire, elles ont des cours très lents, avec des eaux dormantes, trop profondes généralement pour pouvoir permettre le passage des porteurs, ce qui oblige à suivre les rives boisées ou couvertes de hautes herbes et de buissons peu pénétrables. Dans tous ces trajets, il est bien évident que le filanjana devient inutilisable et que tout le chemin doit être fait à pied; il en est de même dans toutes les régions accidentées, même quand il existe des pistes (l'emploi du filanzana dans ce dernier cas est possible et certains colons ne se font pas faute de l'utiliser, mais outre que de telles pratiques entraînent une fatigue excessive pour les porteurs, elle double au moins la durée des trajets). Enfin la marche à pied est indispensable partout où des observations géologiques sérieuses doivent être faites. C'est donc près de la moitié des parcours que j'ai effectué à pied dans la brousse malgache.

Une autre gêne très sérieuse, avec laquelle il faut désormais compter lorsque l'on veut explorer l'Ouest de Madagascar et que les anciens voyageurs n'ont pas connue, est la difficulté de recruter les porteurs indigènes et par suite d'assurer la continuité du portage sans perte de temps grâce à des relèves régulières. Cette nouvelle entrave aux recherches en brousse était déjà sensible lors de ma première mission, mais elle s'était considérablement accrue lorsque j'ai accompli mon second voyage. La nécessité de prévenir les chefs de poste huit ou dix jours à l'avance pour les relèves de « bourjanes », l'obligation d'arriver à date fixe à ces postes et l'impossibilité de conserver une même équipe de porteurs plus de dix à quinze jours au maximum, contraignent à arrêter longtemps à l'avance, d'une manière définitive, des itinéraires qu'il y aurait souvent avantage à pouvoir modifier en cours de route. En l'absence des porteurs professionnels qui assuraient toujours autrefois et même il y a

peu d'années le portage pour les missions (mission de Giraud en 1913), il semble que seule l'utilisation d'animaux de bât ou de selle, malheureusement introuvables dans le pays à l'heure actuelle, pourrait supprimer les graves inconvénients des transports à dos d'homme. Le seul avantage que présente ce dernier mode de portage est qu'il permet de passer à peu près partout, en particulier d'escalader des parois rocheuses presque verticales inaccessibles aux mulets et aux chevaux.

Enfin l'absence de cartes topographiques sérieusement établies est encore un obstacle important aux études géologiques précises dans la région que j'ai étudiée. Comme M. Lemoine, il y a plus de vingt ans, je n'ai eu à ma disposition que la carte au 1/500.000 dont la planimétrie est souvent erronée et où le relief n'est indiqué que par des ombres en bistre. J'ai été par suite amené à lever les croquis d'itinéraire de toutes mes tournées sans exception, à l'échelle du 1/100.000, au moyen de la montre, de la boussole; c'est sur ces croquis que j'ai reporté toutes les indications intéressantes au point de vue géologique; de plus, partout où il était possible de le faire, ces levés sont repérés par rapport à des points géodésiques figurant sur les cartes à petite échelle. Le report de tous ces levés d'itinéraire sur une même feuille permet ensuite, en faisant jouer un peu les divers tracés pour rendre possible leur juxtaposition, d'obtenir un réseau qu'il est facile de transformer en carte géologique approchée en utilisant les données des cartes topographiques existantes. C'est cette méthode qui m'avait permis de donner une carte géologique au 1/100.000 de la région du moyen Ranobe au retour de ma première mission, carte dont la réduction au 1/200.000 figure dans le présent mémoire. C'est également grâce à mes levés d'itinéraire que j'ai pu corriger les erreurs principales de la planimétrie de la carte au 1/500.000 qui m'a servi de base topographique pour la confection de la carte géologique ci-jointe. En certains points, ces erreurs étaient considérables et j'ai dû, pour la plus grande partie du district du Manambolo, superposer à l'ancienne planimétrie une réduction d'un lever au 1/100.000 effectuée par un géomètre indigène.

Au cours de mes recherches bibliographiques, j'ai souvent éprouvé de grosses difficultés à préciser sur les cartes existantes des affleurements ou des gisements fossilifères signalés dans des travaux antérieurs. La raison la plus fréquente de cette imprécision est la disparition ou le déplacement des anciens villages. Les villages, en effet, dans cette région de Madagascar sont instables; pour des causes difficiles à découvrir, mais qui sont le plus souvent le décès de plusieurs habitants dans une courte période, l'ancien emplacement d'un village est abandonné pour un nouveau qui peut être situé à plusieurs kilomètres du premier; parfois, mais pas toujours, le nom change en même temps. Dans d'autres cas, l'ancien nom d'un village tombe en désuétude et est remplacé par un nouveau sans aucune modification de la situation des cases. On conçoit aisément que, dans ces conditions, les noms et emplacements figurant dans des études géologiques datant de dix ans et davantage ne correspondent plus dans beaucoup de cas aux noms et positions actuelles: certaines contrées autrefois habitées sont devenues entièrement désertes. Pour vaincre ces difficultés, j'ai dû utiliser un jeu de la première édition des feuilles au 1/500.000 et consulter fréquemment diverses cartes inédites levées par les chefs de postes militaires il y a dix ou vingt ans, cartes qui m'ont été aimablement communiquées par M. LABORDE, chef du service géographique de la Colonie, ce dont je le remercie vivement.

C'est à la suite de ma première mission à Madagascar que j'ai conçu l'idée d'un travail

d'ensemble sur la partie médiane du pays sakalave, mais ce sont mes explorations de 1926 qui m'ont fourni le plus de documents pour ce mémoire. Etant donné le but pratique bien défini de chacune de mes missions, j'ai été conduit à approfondir beaucoup l'étude de certaines régions pour ne consacrer qu'un temps très réduit à d'autres et même parfois à laisser entièrement de côté, faute de temps, des territoires n'ayant aucun intérêt pour les recherches dont j'étais chargé. Il en résulte naturellement de grandes différences d'un point à l'autre dans la précision et les détails des contours sur la carte géologique ci-jointe.

Ce n'est donc pas un travail définitif que je présente ici, mais ainsi que l'indique son titre même, une contribution à l'étude géologique de la région moyenne du pays sakalave. La superficie explorée est telle que plusieurs années de travail sur le terrain seront nécessaires pour la cartographier entièrement, mais un pareil travail ne pourra être mené à bien qu'à la condition que les cartes topographiques au 1/100.000 aient été levées préalablement.

Ainsi que le montre l'historique résumé précédemment, la région étudiée était déjà assez bien connue, au moins dans une grande partie de son étendue, avant que je n'effectue mes propres explorations, cependant, tant au point de vue pétrographique que stratigraphique et paléontologique, je crois avoir recueilli un assez grand nombre de faits nouveaux pour que leur coordination avec les observations antérieures, un peu éparses d'ailleurs, constitue un ensemble qui pourra servir de base pour les recherches futures.

Pour la clarté de l'exposition, j'ai été amené à subdiviser ce travail en quatre parties :

1° Un aperçu géographique destiné à définir et à caractériser les principales régions naturelles que j'ai cru pouvoir distinguer.

2° Un exposé stratigraphique dans lequel j'ai souvent été contraint de suivre un ordre régional au lieu d'un ordre purement stratigraphique. Etant donné la faible importance des phénomènes tectoniques, j'ai jugé préférable de décrire l'allure des couches et leurs principaux accidents à la fin de chaque chapitre de stratigraphie, réservant l'exposé d'ensemble pour les conclusions.

On trouvera également, à la suite de l'étude de chaque groupe stratigraphique, une révision rapide des formations équivalentes des autres régions de Madagascar et des rives du Canal de Mozambique, en vue de mettre en évidence les analogies de faciès et de faunes.

3° Des appendices paléontologiques comportant la description des faunes les plus intéressantes et en particulier des espèces non signalées encore à Madagascar.

4° Une partie pétrographique comportant l'examen des diverses venues éruptives dans les aires d'affleurement des principales unités stratigraphiques et l'étude détaillée des massifs éruptifs les plus importants.

Les figures (coupes et schémas), les planches de fossiles, de microphotographies et de vues ainsi que la carte géologique au 1/500.000 avec un carton au 1/200.000 qui accompagnent ce mémoire, permettront de suivre assez facilement, je l'espère, les descriptions rencontrées dans le texte.

*
* *

Je ne saurais oublier, avant d'entreprendre l'exposé du résultat de mes explorations, d'exprimer ici mes sentiments de profonde gratitude envers M. le Gouverneur Général OLIVIER qui m'a fait l'honneur de me confier deux missions successives à Madagascar et de subventionner ce travail ; envers M. L. DUMAS qui a bien voulu, étant Directeur du Service

des Mines de la Colonie, proposer et appuyer ma candidature pour ces deux missions et assurer l'organisation matérielle de la première. Que MM. BERTHET, Secrétaire général de la Colonie, qui faisait fonction de Gouverneur général lors de ma seconde mission, GOURSAT, Directeur par intérim du Service des Mines en 1926 et EVESQUE, Ingénieur des Mines qui m'ont assisté dans la préparation et l'exécution de ma seconde mission, veuillent bien recevoir ici également mes plus vifs remerciements.

Je tiens aussi à remercier chaleureusement les administrateurs, chefs de Province ou chefs de Districts, et les chefs de postes administratifs qui m'ont presque tous accueilli de la façon la plus cordiale et ont tout mis en œuvre pour m'éviter des pertes de temps. Ces remerciements s'adressent plus particulièrement à M. VIVALDI, chef de province de Maintirano, à M. LAURENTI, sergent, chef de poste à Morafenobe qui m'a assuré non seulement des relèves régulières de bourjanes, mais également une partie importante de mon ravitaillement pendant trois mois de courses au Nord de Morafenobe, à M. BRUELLE, chef de district d'Antsalova, chez qui j'ai toujours reçu l'accueil le plus cordial, à M. LENNE, chef de district de Morafenobe en 1926, à MM. THÉRAUD, LAUGIER, MAHÉ et ASTIER. Enfin je n'oublierai pas M. SCHNAEBELÉ, géologue de la Colonie, pour sa collaboration de plus d'un mois sur le terrain dans la région d'Antsalova.

C'est au Laboratoire de Géologie de l'Ecole Normale Supérieure, et sous la direction de mon maître M. LÉON BERTRAND que j'ai étudié la plupart des matériaux recueillis à la Colonie. C'est à M. LÉON BERTRAND que j'ai dû d'être proposé pour ma première mission à Madagascar et c'est également grâce à lui que j'ai pu obtenir une autorisation d'absence pour effectuer ma seconde mission; qu'il me permette de lui en témoigner ici ma plus profonde reconnaissance en même temps que pour la formation scientifique que je lui dois. Je ne veux pas toutefois oublier M. A. BIGOT qui fut mon premier maître en géologie.

Pour la détermination de mes roches, j'ai eu très souvent recours à l'obligeance de M. A. LACROIX et la fréquentation de son Laboratoire au Museum m'a été précieuse; je lui en témoigne toute ma gratitude.

M. MARCELLIN BOULE a bien voulu m'autoriser à étudier dans son Laboratoire au Museum, la plupart des fossiles que j'ai rapportés de mes missions; qu'il veuille bien, ainsi que ses collaborateurs MM. COTTEAU et PIVETEAU que j'ai souvent consultés, croire en ma plus vive reconnaissance.

Je ne veux pas oublier d'autre part d'adresser mes remerciements à M. H. DOUVILLÉ qui m'a souvent conseillé pour des déterminations paléontologiques délicates et qui m'a permis d'examiner les échantillons rapportés autrefois par Mouneyres et Baron et par Giraud; à M. L. JOLEAUD qui a bien voulu me communiquer des matériaux de la mission qu'il avait effectuée en collaboration avec M. LÉON BERTRAND, ainsi que ceux de la mission annexe de M. DECARY (ces derniers matériaux que je n'ai eu à ma disposition que tardivement m'ont permis de compléter quelques faunes que j'avais récoltées personnellement et m'ont en même temps fourni deux faunes nouvelles); à M. CH. JACOB enfin qui a bien voulu m'autoriser à étudier ces fossiles dans son Laboratoire à la Sorbonne.

INDEX BIBLIOGRAPHIQUE

J'ai limité les indications bibliographiques qui suivent à Madagascar et à l'Afrique Australe et Orientale, laissant systématiquement de côté d'une part tous les ouvrages et traités généraux et d'autre part toutes les références concernant le reste du globe. J'ai été ainsi conduit à partager cet index en deux parties. La première se rapporte à Madagascar, elle est à peu près complète en ce qui concerne la région étudiée ici et j'y ai fait figurer également les principaux travaux publiés sur le reste de l'île. De plus, j'ai cru utile de citer quelques rapports de mission inédits dont j'ai eu connaissance et qui pourront également être mis par le Services des Mines de la Colonie à la disposition des géologues qui explorent le Pays sakalave dans l'avenir. La seconde partie, dont les références sont distinguées par la lettre A, comporte une liste très succincte des principaux travaux concernant la côte australe et orientale d'Afrique.

*
* *

Principales abréviations utilisées dans l'Index bibliographique.

<i>A. P., P. M.</i>	<i>Annales de Paléontologie</i> . Paléontologie de Madagascar. Paris.
<i>Arch. S. M.</i>	<i>Archives du Service des Mines de Madagascar</i> (documents inédits).
<i>A. G.</i>	<i>Annales de Géographie</i> . Paris.
<i>A. M.</i>	<i>Annales des Mines</i> . Paris.
<i>B. A. M.</i>	<i>Bulletin de l'Académie malgache</i> . Tananarive.
<i>B. Am. Pal.</i>	<i>Bulletin of American Paleontology</i> . Ithaca (New-York).
<i>B. E. M.</i>	<i>Bulletin Economique de la Colonie de Madagascar</i> . Tananarive.
<i>B. G. P. Oest.-Ung.</i>	<i>Beiträge zur Geologie und Paleontologie Oesterreich-Ungarns und des Orients</i> . Vienne.
<i>B. M. M.</i>	<i>Bulletin des Mines de Madagascar</i> . Tananarive.
<i>B. M. H. N.</i>	<i>Bulletin du Museum d'Histoire Naturelle</i> . Paris.
<i>B. S. G. F.</i>	<i>Bulletin de la Société Géologique de France</i> . Paris. <i>C. R. somm. Compte Rendu</i> sommaire.
<i>C. M. G. P.</i>	<i>Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paleontologie</i> . Stuttgart.
<i>C. R. A. S.</i>	<i>Comptes Rendus de l'Académie des Sciences</i> . Paris.
<i>Geol. Mag.</i>	<i>Geological Magazine</i> . London.
<i>Geol. Rundsch.</i>	<i>Geologische Rundschau. Zeitschrift für allgemeine Geologie</i> . Berlin.
<i>N. J. f. M. G. P.</i>	<i>Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paleontologie</i> . Stuttgart.
<i>N. R. E.</i>	<i>Notes, Reconnaissances et Explorations</i> . Tananarive.
<i>Q. J. G. S.</i>	<i>Quarterly Journal of the Geological Society</i> . Londres.
<i>Pal. Ind.</i>	<i>Paleontologia Indica</i> . Calcutta.
<i>Rev. Col.</i>	<i>Revue Coloniale</i> . Paris.
<i>Rev. Pétr.</i>	<i>Revue Pétrolifère</i> . Paris.
<i>Sitz. K. Ak. W.</i>	<i>Sitzungsbericht der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften</i> . Vienne.

I. — MADAGASCAR

1. BARON (REV. R.). Notes on the geology of Madagascar. *Q. J. G. S.*, t. XLV, 1889 (p. 305-331, 1 pl., 1 carte).
2. — Geological notes on a journey in Madagascar. *Q. J. G. S.*, t. LI, 1895, (p. 57-72, 1 carte).
3. — et MOUNEYRES. Rapport sur une tournée géologique effectuée en 1903 dans l'Ouest et le Nord-Ouest de Madagascar. *B. E. M.*, t. 4, 1904 (p. 1-20) ⁽¹⁾ et *Rev. Col.*, 1905 (p. 1-23 et 65-83) ⁽²⁾.
4. — — Rapport sommaire sur la tournée effectuée du 29 septembre au 29 novembre 1902, dans l'Ouest et le Nord-Ouest de Madagascar. *Journ. Off. de Mad. et Dépend.*, n° 803, 16 mai 1903 (p. 9291-9294).

5. BARRABÉ (L.). Rapport sur une mission géologique dans l'Ouest de Madagascar (Bassin du Manambao et du Ranobe), juin-octobre 1924. Inédit. *Arch. S. M.*, 1925 (carte). Extraits dans *B. M. M.*
- 6 — Sur la nature d'un massif éruptif, l'Antatika-Ambereny, de l'Ouest de Madagascar. *C. R. A. S.*, t. 180, 1925 (p. 841).
7. — Un curieux témoin de l'extension des sédiments crétacés et jurassiques, au voisinage de Morafenobe (Ouest de Madagascar). *CR somm. S. G. F.*, 1925 (p. 151).
8. — Sur l'extension du Jurassique inférieur dans la région de Morafenobe (Ouest de Madagascar). *CR somm. S. G. F.*, 1925 (p. 204).
9. — Existence d'hydrocarbures dans les dolérites intrusives de la côte occidentale de Madagascar et leur genèse probable. *Rev. Pét.* vol. XXVI, n° 156, 1926 (p. 10-11).
10. — Sur le mode de gisement et l'âge des roches éruptives de la région médiane du pays sakalave (Ouest de Madagascar). *C. R. A. S.*, t. 182, 1926 (p. 395).
11. — Esquisse géologique de la région du Cap Saint-André (Madagascar) au 1/1 000 000, par MM. Léon Bertrand et Léonce Joleaud modifiée d'après les travaux récents de... Tananarive 1925.
12. — Rapport sur les résultats d'une mission effectuée en 1926 pour la prospection de gisements pétrolifères entre le Manambolo et la Betsiboka (avril-octobre 1926). Rapport inédit, *Arch. S. M.*, Tananarive 1927.
13. — Sur la série sédimentaire jurassique et crétacée de la côte occidentale de Madagascar, entre le Manambolo et le Manambao. *C. R. A. S.*, t. 184, 1927 (p. 1557).
14. — Sur l'extension de l'affleurement cristallin de l'anticlinal du Cap Saint-André (Ouest de Madagascar). *C. R. somm. S. G. F.*, 1927 (p. 134-135).
15. — Sur la constitution et l'âge du Mont Ambohitroso et de quelques massifs éruptifs voisins. *C. R. somm. S. G. F.*, 1928 (p. 31-32).
16. — Sur la tectonique de la région comprise entre le Manambao et le Manambolo (Ouest de Madagascar) et sur ses relations avec les phénomènes éruptifs. *C. R. A. S.* t. 186, 1928 (p. 772).
17. — Le Callovien à Madagascar entre le Cap Saint-André et la Betsiboka. *C. R. A. S.*, t. 186, 1928 (p. 1221).
18. — Sur la présence dans la région d'Antsalova (Ouest de Madagascar) de cheminées de brèches de roches sédimentaires métamorphiques, analogues à celles décrites en Afrique Australe. *B. A. F. A. S.*, 1929.
19. BASSE (Mlle E.). Sur quelques faunes d'Ammonites du Sud-Ouest de Madagascar, *C. R. somm. S. G. F.*, 1927 (p. 160).
20. — Sur quelques faunes d'Ammonites du S W de Madagascar. *B. S. G. F.*, (4), t. XXVII, 1927 (p. 395-400).
21. — Sur un curieux échantillon d'Ammonite. *B. S. G. F.*, (4), t. XXVII, 1927 (p. 461-465, 1 pl.).
- 21^{bis} — Sur quelques invertébrés fossiles crétacés du S W de Madagascar. *C. R. A. S.*, t. 186, 1928 (p. 452).
- 21^{ter} — Sur quelques fossiles des terrains secondaires de l'Ambongo (NW de Madagascar). *B. M. H. N.*, n° 5, 1928.
22. BAUER (M.). Beiträge zur Kenntniss des Laterits und besonders dessen von Madagascar. *N. J. f. M. G. P.*, Fest. Bd., 1907 (p. 37-90).
23. BÉGOT (Capitaine). Itinéraire de Soalala à Bekodia (cercle annexe de la Mahavavy). *N. R. E.*, 1899 (p. 583).
- 23^{bis} BERNET (E.). Les gisements aurifères latéritiques du Nord-Ouest de Madagascar. *B. S. G. F.*, (4), t. 16, 1916 (p. 439-469.)
24. BERTRAND (Léon). Sur quelques observations nouvelles relatives à la géologie de Madagascar et quelques problèmes de l'histoire de la formation de son sous-sol. *B. A. M.*, nouv. sér., t. VI, 1922-1923 (p. XLIV).
25. — Géologie des gisements bitumineux de Madagascar, entre la Betsiboka et la Tsiribihina. *Chimie et Industrie*, vol. II, n° 4 (5 p.).
- 25^{bis} — Contribution à l'étude géologique de Madagascar. *CR somm. S. G. F.*, t. 24, 1924 (p. 82-85).
26. — et LÉONCE JOLEAUD. Rapport sur les résultats de la mission effectuée en 1923 dans l'Ouest de Madagascar entre la Betsiboka et la Tsiribihina. Rapport inédit, *Arch. S. M.* Tananarive, 1924.

27. — — Esquisse géologique de la région du Cap Saint-André. (Madagascar 1923). Carte géologique au 1/1000 000, Tananarive, 1924, et *B. E. M.*, 1924, 3^e et 4^e trim. (p. 239).
28. — — Sur les relations des terrains cristallins et sédimentaires dans la partie occidentale de Madagascar entre la Betsiboka et la Tsiribihina. *C. R. A. S.*, t. 177, 1923 (p. 1130).
29. — — Sur les terrains permien et triasiques de l'Ouest de Madagascar. *C. R. A. S.*, t. 177, 1923 (p. 1311).
30. — — Sur les mouvements crétacés et tertiaires et sur les manifestations volcaniques dans la partie occidentale de Madagascar. *C. R. A. S.*, t. 178, 1924 (p. 715).
31. — — Sur quelques faits nouveaux relatifs aux terrains jurassiques et crétacés de l'Ouest de Madagascar. *C. R. A. S.*, t. 178, 1924 (p. 1012).
32. — — Esquisse géologique du Pays sakalave, entre la Betsiboka et la Tsiribihina et de la région d'Antsirabe (Madagascar). Les gisements de charbon et de sables bituminisés du Pays sakalave. Livre jubilaire du cinquantenaire de la fondation de la Soc. Géol. de Belgique, 1926 (23 p.).
33. BESAIKIE (H.). Sur l'extension des calcaires à *Syringopora* dans le Sud-Ouest de Madagascar. *C. R. A. S.*, t. 186, 1928 (p. 1228).
34. — Sur l'extension du Bassin charbonnier du S W de Madagascar. *CR. somm. S. G. F.*, 1928 (p. 21).
35. — Sur les formations sédimentaires anciennes du SW de Madagascar. *C. R. somm. S. G. F.*, 1927 (p. 39-41).
36. — Carte géologique Sakamena-Sakoa. Carte au 1/100 000, avec notice explicative, Tananarive, 1928.
37. BONNEFOND. Rapport sur le gisement de charbon du Ianapera, province de Betroka. *B. E. M.*, XI, 1911 (p. 123-148, 4 pl.).
38. BOCA (del). Les gîtes d'or du Boueni à Madagascar. *Bull. Industr. Min.*, 1897 (p. 221-227).
39. BOULE (Marcellin). Sur les fossiles rapportés de Madagascar par M. E. F. Gautier. *B. M. H. N.*, I, n° 5, 1895 (p. 181-187).
40. — Note préliminaire sur les débris de Dinausauriens envoyés au Museum par M. Bastard. *B. M. H. N.*, I, 1896 (p. 347-351).
41. — Sur des fossiles nouveaux de Madagascar. *C. R. A. S.*, t. 128, 1899 (p. 624).
42. — Sur la géologie des terrains sédimentaires de Madagascar. *B. S. G. F.*, (3), t. 27, 1899 (p. 124).
43. — Observations. *B. S. G. F.*, (3), t. 27, 1899 (p. 379).
44. — Note sur de nouveaux fossiles secondaires de Madagascar. *B. M. H. N.*, V, 1899 (p. 130).
45. — Note sur quelques fossiles de Madagascar parvenus récemment au Laboratoire de Paléontologie. *B. M. H. N.*, VI, 1900 (p. 201).
46. — La géologie et la paléontologie de Madagascar dans l'état actuel de nos connaissances. *C. R. VIII^e Congr. Géol. Intern.*, 1900, Paris, 1901 (p. 673-688, 1 carte).
47. — Sur de nouveaux fossiles de la côte orientale de Madagascar. *B. S. G. F.* (4), t. 6, 1904 (p. 172).
48. — Sur l'existence d'une faune et d'une flore permienne à Madagascar. *C. R. A. S.*, t. 146, 1908 (p. 502-504).
49. — Découverte de la houille à Madagascar par le capitaine Colcanap *C. R. A. S.*, t. 147, 1908 (p. 818-819).
50. — Sur le Permien de Madagascar, *B. S. G. F.* (4), t. 10, 1910 (p. 314-315).
51. BOULE (Marcellin), P. LEMOINE et A. THÉVENIN. Céphalopodes crétacés des environs de Diego-Suarez *A. P., P. M.*, t. I (p. 173-192) et t. II (p. 1-56), 1906-1907.
52. BOULE (Marcellin) et A. THÉVENIN. Note sur la géologie et la paléontologie de Madagascar *B. S. G. F.* (4), t. 3, 1903 (p. 433-437).
- 52^{bis} — — Sur de nouveaux fossiles de la côte orientale de Madagascar. *B. S. G. F.* (4), t. 4, 1904 (p. 172-173).
53. — — Fossiles de la côte orientale de Madagascar *A. P., P. M.*, t. I, 1906 (p. 43-49).
- 53^{bis} — — Sur de nouveaux fossiles de la côte orientale de Madagascar *B. S. G. F.* (4), t. 7, 1907 (p. 314-315).
54. BRIÈRE (Mlle Y.). Fossiles problématiques du Permien. *A. P., P. M.*, t. XI, 1924 (p. 125-132).

55. BÜHRER (A.). Etudes géographiques et géologiques sur le Menabe. Paris, 1913 (p. 1-96) et *B.E.M.*, XIII, 1913 (p. 31-71).
- 55^{bis}. — Le Pays Mahafaly, *La Géographie*, t. XXII, 1910 (p. 377-388).
56. BUREAU. Sur la première plante fossile envoyée de Madagascar. *C.R.A.S.*, t. 130, 1900 (p. 344).
57. COLCANAP (J.). Extrait d'une notice géologique et paléontologique sur le cercle d'Analalava. *B.M.H.N.*, XI, 1905 (p. 353-362).
58. — Extrait d'une notice géologique sur le cercle de Maevatanana *B.M.H.N.*, XI, 1905 (p. 513-520).
59. — Géologie du cercle de Maevatanana. *B.S.G.F.* (4), t. 6, 1906 (p. 164-171) et *B.E.M.*, X, 1910 (p. 86-97).
60. — Au sujet de l'existence possible de houille à Madagascar. *B.E.M.*, VIII, 1908 (p. 48-50).
61. — Géologie du cercle d'Analalava. *B.E.M.*, X, 1910 (p. 69-85).
62. — Esquisse géologique de la région nord de l'Onilahy. *B.E.M.*, XVIII, 1921 (p. 204-205).
63. — COLLIGNON (M.). (Voir COTTREAU).
64. — CORTESI (E.) Una escursione al Madagascar del ingegnere Cortesi. *Bol. del Comitato geol. ital.*, XVIII, 1887 (p. 129-134).
65. — Osservazioni geognostiche sul Madagascar. *Ibid.* (p. 181-191).
66. — Appunti geologici sull'isola di Madagascar. *Ibid.* XIX, 1888 (p. 103-128).
67. — Sei Mesi al Madagascar. Note di viaggio e ricordi. Roma 1888.
- 67^{bis}. COTTREAU (J.). Echinides du Jurassique supérieur de Madagascar. *B.S.G.F.* (4), t. VII, 1907 (p. 65-66).
68. — Echinides de Madagascar. *A.P., P.M.*, t. III, 1980 (p. 145-188).
69. — Fossiles crétacés de la côte orientale *A.P., P.M.*, t. XI, 1922 (p. 111-192, pl. IX-XIX).
70. — Nouveau gisement de Trias marin à Madagascar. *B.S.G.F.* (4), t. 24, 1924 (p. 123-124).
71. — et M. COLLIGNON. Les couches dites à « *Magilus grandis* » de l'île de Makamby, province de Majunga. Leur âge, leur extension sur la côte ouest et à l'extrême sud de Madagascar. *B.S.G.F.* (4), 1924 (p. 278-280).
72. — — Fossiles du Miocène marin. *A.P., P.M.*, t. XVI, 1927 (p. 135-170, 4 pl.).
73. DECARY (R.). Note sur la haute vallée de la Betaitra. *B.A.M.*, nouv. sér., t. V, 1920-1921 (p. XVII).
74. — Rapport de mission effectuée en 1923 (Haute-Mitsiotaka et Besahona, Haut-Ranobe, bordure du Bongolava vers Ankazomangalatsaka, région de Bekodoka). *B.E.M.*, 1924 (31 p., cartes et coupes).
75. — Au sujet de l'extension du Jurassique entre le Manambao et le Manombo (Ouest de Madagascar). *C.R. somm. S.G.F.*, 1925 (p. 232).
- 75^{bis}. — Contribution à l'étude du Crétacé moyen entre le Sambao et le Manambao (Nord de Madagascar). *C.R. somm. S.G.F.* (4), t. 26, 1926 (p. 40-42).
76. DEPÉRET (Ch.). Note sur les Dinosauriens Sauropodes et Théropodes du Crétacé supérieur de Madagascar. *B.S.G.F.* (3), t. 24, 1896 (p. 176-194, 1 pl.).
77. — Sur l'existence de Dinosauriens, Sauropodes et Théropodes dans le Crétacé supérieur de Madagascar. *C.R.A.S.*, t. 122, 1896 (p. 483).
- 77^{bis}. DIENER (C.). Ammoniten aus der Untertrias von Madagaskar. *Sitz. K. Ak. W.*, Bd. 123, t. VI, abt. I, 1914 (p. 911-922).
78. DOUVILLÉ (Henri). Sur une coupe de Madagascar dressée par M. Villiaume. *B.S.G.F.* (3), t. 27, 1899 (p. 385-394, 1 fig.).
79. — Sur les fossiles recueillis par M. Villiaume dans les roches charbonneuses des environs de Nosy-be. *C.R.A.S.*, t. 130, 1900 (p. 1568-1570).
80. — Sur le terrain jurassique de Madagascar. *C.R. VIII^e Congr. Géol. Intern.* 1900, Paris, 1901 (p. 429-438).
81. — Sur quelques fossiles de Madagascar *B.S.G.F.* (4), t. 4, 1904 (p. 207-218).
82. — Sur la découverte du Trias marin à Madagascar. *B.S.G.F.* (4), t. X, 1910 (p. 124-134).
83. — Les explorations géologiques de M. Perrier de la Bathie, à Madagascar. *C.R.A.S.*, t. 153, 1914 (p. 414) et *B.E.M.*, 1912 (p. 85).
84. DOUVILLÉ (Robert). Sur quelques gisements nummulitiques de Madagascar *A.P., P.M.*, t. I, 1906 (p. 61-68).
85. — Sur les Foraminifères oligocènes et miocènes de Madagascar. *B.S.G.F.*, (4), t. 8, 1908 (p. 321-323).

86. — Lepidocyclines et Cyclocypeus malgaches. *Ann. Soc. Royale de Malac. de Belgique*, XLIV, 1909 (p. 125-139).
87. DUMAS (L.). La question des pétroles à Madagascar. *B. E. M.*, t. XIX, 1922 (p. 5-20, une carte au 1/1 000 000^e de Perrier de la Bathie).
88. — Etudes géologiques dans la région de Kandrehô. *B. E. M.*, 2^e trim., 1923 (p. 103-104).
89. — Rapport au sujet des travaux de Mission d'études des terrains bitumineux à Madagascar juin-décembre 1923). Rapport inédit, archives des Mines, Tananarive, 1923.
- 89^{bis} — Découverte de charbon sur le Moyen Ranobe (Madagascar). *C. R. somm. S. G. F.*, t. 24, 1924 (p. 140-142).
90. EVESQUE. Etudes sur les hydrocarbures de l'Ouest de Madagascar. *B. E. M.*, XVIII, 1921 (p. 3-30).
91. FISCHER (P.). Sur le terrain jurassique de Madagascar. *C. R. A. S.*, t. 76, 1873 (p. 111-114).
92. — Sur l'existence de terrain tertiaire inférieur à Madagascar. *C. R. A. S.*, t. 73, 1871 (p. 1392-1394).
93. FLICHE (P.). Note sur un bois fossile de Madagascar. *B. S. G. F.* (3), t. 28, 1900 (p. 470).
94. — Note sur les bois fossiles de Madagascar. *B. S. G. F.* (4), t. 5., 1905 (p. 346-358, 1 pl.).
95. FOURNIER (E.). Sur les nodules (septaria) à Ammonites triasiques de Madagascar et sur le développement des Ammonoïdées. *C. R. A. S.*, t. 150, 1910 (p. 1560-1562).
96. — et MERLE (Voir A. MERLE).
97. FRITEL (P. H.). Sur la présence des genres Gangamopteris M'Coy et Schizoneura Schimper et Mougeot dans les grès de l'Ankazomanga (Sud de Madagascar). *C. R. A. S.*, t. 171, 1920 (p. 963).
98. GAUTIER (E. F.). Mission Emile Gautier à Madagascar. *Ann. de Géogr.*, t. 2, 1892-1893 (p. 355-364); t. 3, 1894 (p. 93-98, 499-517 et carte n° 12); t. 4, 1895 (p. 217-218, 310-324 et carte n° 16).
99. — Sur les terrains sédimentaires de Madagascar. *B. M. H. N.*, I, 1895 (p. 178-181).
100. — Etude géologique sur le Menabe et le Mahilaka. *N. R. E.*, 1897 (p. 857-861).
101. — Géologie du cercle de la Mahavavy. *N. R. E.*, 1898 (p. 406-412).
102. — Géologie du Mahilaka, de l'Ambongo, du Mahara-Milanja et du Boueni. *N. R. E.* 1898 (p. 1153-1158).
103. — Atlas de l'Ambongo. *N. R. E.* 1898 (p. 1379-1395, carte géologique).
104. — Madagascar. Essai de Géographie physique. Paris, 1902 (431 p., cartes topographique et géologique).
105. GERMAIN. Mollusques terrestres et fluviatiles quaternaires. *A. P., P. M.*, 1921 (p. 1-36).
106. GIRAUD (J.). Sur la géologie du Sud de Madagascar. *C. R. A. S.*, t. 154, 1912 (p. 1545).
107. — Rapport de mission à Madagascar (30 octobre 1912-27 août 1913). Rapport inédit, *Arch. S. M.*, Tananarive, 1913 et publié partiellement dans : *Nouv. Arch. Miss. Scient.*, nouv. sér., 1914 (p. 11-18, 1 pl.).
108. — Nouvelles observations sur les roches éruptives du Sud et de l'Ouest de Madagascar. *C. R. A. S.*, t. 158, 1914 (p. 1585).
109. GOURSAT (J.). Le charbon de la Sakoa. *B. M. M.*, n° 42, 1926.
110. GRANDIDIER (A.). Note sur les recherches géographiques faites dans l'île de Madagascar de 1865 à 1870. *C. R. A. S.*, t. 73, 1871 (p. 536).
111. — Madagascar. *Bull. Soc. Géogr.*, Paris (6), t. III, 1872 (p. 369-371).
112. GRANDIDIER (G.). Découvertes paléontologiques à Madagascar. *La Géographie* t. X, 1904 (p. 395-397).
113. — Recherches sur les Lémuriens disparus et en particulier sur ceux qui vivaient à Madagascar. *Nouv. Arch. Muséum* (4), t. 7, 1905 (p. 1-144, pl. I-XII).
114. GROSSOUVRE (A. de). Sur quelques fossiles crétacés de Madagascar. *B. S. G. F.*, (3), t. 27, 1869 (p. 378).
115. HATCH (Fr.). On the petrological characters of some rocks collected by the Rev. Baron. *Q. J. G. S.*, t. XLV, 1889, (p. 340-355).
116. HAUG (E.). Sur le Cénomanien de Diego Suarez (Madagascar). *B. S. G. F.* (3), t. 27, 1899, (p. 396-397).
117. — Les géosynclinaux et les aires continentales. *B. S. G. F.*, (3), t. 28, 1900 (p. 617-711).
118. — Observations à la communication de M. H. Douvillé. *B. S. G. F.*, (3), t. 28, 1900, p. 1002).
119. HERLAND. Essai sur la géologie de Nosy-Be. *A. M.*, (5), t. 8, 1855 (p. 335).

120. HILDEBRANDT (J. M.). West-Madagascar. *Zeitsch. d. Ges. für Erdkunde zu Berlin*. t. XV, 1880 (p. 81-131, pl. II, 1 carte).
121. HOLUB et NEUMAYR. Über Fossilien aus der Uitenhage Formation in Sud-Afrika. *Denk. d. math. naturw. Klasse d. Kais. Akad. d. Wiss.*, Wien, t. XLIV, 1882 (p. 267, pl. I et II).
122. JOLBAUD (L.). Essai sur l'histoire géologique de l'Océan Indien coordonnant les observations faites au cours d'une mission dans l'Ouest de Madagascar. *B. A. M.*, nouv. sér., t. VI, 1922-23 (p. L).
123. — Sur les Hippopotames subfossiles de Madagascar et sur les connexions géographiques récentes de la Grande Ile avec le continent africain. *C. R. A. S.*, t. 176, 1923 (p. 117-119).
124. — L'histoire biogéographique de Madagascar d'après des découvertes récentes. *Rev. Gén. des Sc.*, 1924 (p. 389-397).
125. — Bitumes et pétroles de Madagascar. *Rev. Pêtr.*, vol. XIII, n° 75, 1924 (p. 5-22.)
126. — La zone médiane du Pays sakalave (contribution à l'étude géophysique et économique de Madagascar). *La Géographie*, n° 1 (p. 6-34, 4 fig.) et n° 2 (p. 187-208, 5 fig.).
127. — (voir aussi BERTRAND LÉON).
128. LACROIX (A.). Matériaux pour la Minéralogie de Madagascar. I. Zéolites et minéraux cuprifères de Bekiady. *B. M. H. N.*, t. IV, 1898. (p. 291-293).
129. — Sur les granites et syénites quarzifères à aegyrine, arivedsonite et aenigmatite de Madagascar. *C. R. A. S.*, t. 130, 1900 (p. 1208-1211).
- 129^{bis} — Les troctolites du Fonjay. *Bull. Soc. Géogr.*, 30 avril 1900.
130. — Sur la province pétrographique du Nord-Ouest de Madagascar. *C. R. A. S.*, t. 132, 1901 (p. 439-441).
131. — Madagascar au début du XX^e siècle. Minéralogie de Madagascar. Paris, Rudeval, 1902 (p. 65-107, fig. 44-64).
132. — Sur les granites à aegyrine et riébeckite de Madagascar et leurs phénomènes de contact. *C. R. A. S.*, t. 137, 1903 (p. 533-534).
133. — Sur les roches rhyolitiques et dacitiques de Madagascar et en particulier sur celles de la région sakalave. *C. R. A. S.*, t. 157, 1913 (p. 14-21).
134. — Les produits d'altération des roches silicatées alumineuses et en particulier les latérites de Madagascar. *C. R. A. S.*, t. 159, 1914 (p. 617-622).
135. — Sur les remarquables phénomènes de métamorphisme de contact des granites de Madagascar. *C. R. A. S.*, t. 160, 1915 (p. 724-729).
136. — Les phénomènes de contact endomorphes et exomorphes des granites à aegyrine et riébeckite du nord-ouest de Madagascar. *C. R. A. S.*, t. 163, 1916 (p. 253-258).
137. — Minéralogie de Madagascar. Paris, 1921-1923, 3 vol.
138. LAMBERT (J.) et P. LEMOINE. Contribution à la géologie des colonies françaises. II. Sur deux oursins nouveaux du Jurassique inférieur de Madagascar. *B. S. G. F.* (4), t. VII, 1907 (p. 476-479, 2 fig.).
- 138^{bis} LEMOINE (P.). Sur la présence de l'Oligocène à Madagascar. *C. R. A. S.*, t. 138, 1904 (p. 311-313).
139. — Le Jurassique d'Analalava (Madagascar) d'après les envois de M. Colcanap. *B. S. G. F.*, (4), t. V, 1905 (p. 578).
140. — Etude géologique sur le Nord de Madagascar. Paris, 1906, (368 p., pl., carte).
141. — Les relations géologiques anciennes de Madagascar avec les pays voisins. *Rev. de Madagascar*, 1906 (p. 986-996).
142. — Observations sur la nature des dislocations dans les terrains sédimentaires de la région occidentale de Madagascar. *B. S. G. F.* (4), t. 6, 1906, (p. 171).
143. — Les variations de faciès dans les terrains sédimentaires de Madagascar. *B. S. G. F.*, (4), t. 7, 1907 (p. 30-42).
- 143^{bis} — Fossiles crétacés de la côte Est de Madagascar. *B. S. G. F.* (4), t. VIII, 1908 (p. 480-481).
144. — Ammonites du Jurassique supérieur du cercle d'Analalava (Madagascar). *A. P., P. M.*, t. V, 1910 (p. 137-168, pl. XVI-XX) et t. VI, 1911 (p. 45-64, pl. VI-VIII).
145. — Madagascar. Handbuch der regionale Geologie, Steinmann, Heidelberg, VII, fasc. 4, 1911 (43 p.).
146. — (voir aussi LAMBERT et BOULE).

- 146^{bis} LERICHE (M.). Observations sur les poissons du Tertiaire supérieur de Madagascar. *Ann. Soc. Geol. Nord*, t. 38, 1909.
147. LYDEKKER. On bones of a sauropodous Dinosaur from Madagascar. *Q. J. G. S.*, vol. 51, 1895 (p. 329).
148. MERLE (A.). Note sur les poissons fossiles de la région de l'Andavakoera (Nord de Madagascar). *B. A. M.*, t. VI, 1908 (p. 13-14, pl. IV-V).
149. — Le pétrole de Madagascar. *A. M.*, 1923.
150. — A propos de la géologie de Madagascar. *C. R. somm. S. G. F.*, (4), t. 24, 1924 (p. 88-89).
151. MERLE (A.) et E. FOURNIER. Sur le Trias marin du Nord de Madagascar. *C. R. A. S.*, t. 150, 1910 (1560-1564).
152. — Sur le Trias marin du Nord de Madagascar. *B. S. G. F.* (4), t. 10, 1910 (p. 660-664).
153. — Sur quelques points de la géologie du Nord de Madagascar. *Bull. Soc. Hist. Nat. du Doubs*, n° 19, 1910.
154. MEUNIER (St.). Fossiles malgaches. *Le Naturaliste*, 1893 (p. 175-176).
155. MONNIER (L.). Les Épiornis. *A. P., P. M.*, t. VIII, 1913 (p. 125-172).
156. MORAND (Mlle). Sur les Bélemnites d'Andranosamonta (Madagascar). *B. S. G. F.* (4), t. 20, 1920 (p. 158-160).
157. MOUNEYRES (voir BARON).
158. MUNIER-CHALMAS. Série d'Ammonites d'Ampandramaha (Madagascar). *B. S. G. F.* (3), t. 27, 1899 (p. 125).
159. NEUMAYR (voir HOLUB).
160. NEWTON (R. B.). Notes on fossils from Madagascar with descriptions of two new species of jurassic pelecypodes from that Island. *Q. J. G. S.*, t. 45, 1889 (p. 331-339, 1 pl.).
161. — On the discovery of a secondary reptile in Madagascar. *Steneosaurus Baroni*, with references, etc. *Geol. Mag.*, 1893 (p. 193-196, 1 pl.).
162. — On a collection of fossils from Madagascar obtained by the Rev. Baron. *Q. J. G. S.*, t. 51, 1895 (p. 72-92, 2 pl.).
163. — Notes on some Upper Paleozoic Shells from Madagascar. *Ann. of and Mag. N. H.*, t. V, 1910 (p. 6-10, pl. II).
164. PERRIER DE LA BATHIE (H.). Note sur la vallée permio-triatique et le contact des terrains métamorphiques et des terrains sédimentaires dans l'Ouest de Madagascar. *B. E. M.*, t. 10, 2^e tr., 1910 (p. 197-235, cartes et coupes).
165. — Notes géologiques sur le plateau Bara. *B. E. M.*, t. 12, 1910 (117-122).
166. — Note sur le charbon du Ranobe (Amboza). Rapport inédit, Tananarive 1911, *Arch. S. M.*
167. — Note sur les affleurements cuprifères de l'Ambongo et du Boueni. *B. E. M.*, t. 12, 1912 (p. 81-83).
168. — Au sujet des couches les plus anciennes de la série sédimentaire du versant occidental. *B. A. M.*, nouv. sér., t. IV, 1918-1919 (1921), (p. 219-221).
169. — Les terrains postérieurs au Crétacé moyen de la région de Majunga. *B. A. M.*, nouv. sér., t. IV, 1918-1919 (1921) (p. 205-219, 1 pl.).
170. — Note sur les couches les plus anciennes de la série sédimentaire du versant occidental. *B. A. M.*, nouv. sér., t. V, 1920-1921 (p. X).
171. — Au sujet des recherches de pétrole à Madagascar. *B. E. M.* 3^e tr., 1921.
172. — Au sujet de la capture du Mahajamba par la Betsiboka. *B. A. M.*, nouv. sér., t. IV, 1922-1923 (p. 69).
173. PIVETEAU (J.). Sur l'âge des couches de base des terrains sédimentaires du Sud-Ouest de Madagascar, entre l'Onilahy et le Mangoky. *C. R. A. S.*, t. 180, 1925 (p. 524-526).
174. — Contribution à l'étude des formations lagunaires du Nord-Ouest de Madagascar. *B. S. G. F.*, (4), t. 26, 1926 (p. 33-38).
175. — Amphibiens et reptiles permien. *A. P., P. M.*, t. 13, 1926 (126 p., 12 pl.).
176. POISSON (H.). Note complémentaire à l'étude de poissons fossiles de Bobatomendry. *B. A. M.*, nouv. sér., t. III, 1910-1917 (1912) (p. 225-226).
177. PRIEM (F.). Les poissons fossiles. *A. P., P. M.*, t. XII, 1924 (28 p., 7 pl.).
178. PRINCE. Une mission dans l'Ambongo, le Milanja et le Boina. *N. R. E.*, fasc. 15, 1898 (p. 318-351).
179. — (et Bénévent). Mission dans l'Ambongo. *N. R. E.*
180. SCHNAEBELÉ (R.). Rapport sur une tournée géologique effectuée en 1926 dans la région sédimentaire de l'Ouest de Madagascar. Rapport inédit, Tananarive, 1927, *Arch. S. M.*

181. SPATH (L. F.). Jurassic cephalopoda from Madagascar. *Bull. Am. Pal.*, vol. II, n° 44, 1923 (30 p., 1 pl.).
182. STANSFIELD (J.). Outline of the geology of Madagascar. *Americ. Journ. of Sc.*, vol. X (p. 1-11).
183. THÉVENIN (A.). Fossiles d'âge albien provenant du Nord-Ouest de Madagascar. *B. S. G. F.*, t. V, 1903 (p. 483).
184. — Sur un genre d'ammonite du Lias de Madagascar. *B. S. G. F.*, (4), t. VI, 1906 (p. 171).
185. — Dinosauriens. *A. P.*, *P. M.*, t. II, 1907 (p. 97-120, pl. XV-XVIII).
- 185^{bis} — Sur de nouveaux fossiles rapportés de Madagascar par M. Geay. *B. M. H. N.*, 1907 (p. 85-88).
- 185^{ter} — Sur un envoi de fossiles des terrains secondaires de Madagascar. *B. M. H. N.*, 1907 (p. 88-89).
186. — Fossiles du Sud-Ouest de Madagascar. *B. M. H. N.* 1907 (p. 177-179).
187. — Fossiles liasiques. *A. P.*, *P. M.*, t. III, 1908 (p. 105-144, pl. VIII-XII).
188. — (Voir BOULE et LEMOINE).
189. TORNUST. Über eine eocäne Fauna der Westküste von Madagascar. *Abhandl. Senkenberg Natur. Gesellsch.*, t. XXVII, 1904 (p. 323-337, pl. XLVI).
190. VAILLANT-COUTURIER-TREAT (Mme I.). Note sur le Permien marin de Madagascar. *C. R. A. S.*, t. 182, 1926 (p. 1165-1167).
191. WADE (A.). Madagascar and its Oil Lands. *Instit. Petrol. Technol.*, London, 1928.
192. WOODWARD (Smith). On some permo-carboniferous fishes of Madagascar. *Annals and Magazine of Natural History*, (8), t. V, 1910 (p. 1-6, 1 pl.).
193. ZEILLER (R.). Sur les végétaux fossiles recueillis par M. Villiaume dans les gîtes charbonneux du Nord-Ouest de Madagascar. *C. R. A. S.*, t. 130, 1900 (p. 1570-1572).
194. — Sur une flore triasique découverte à Madagascar par M. Perrier de la Bathie. *C. R. A. S.*, 153, 1911 (p. 231-234) et *B. E. M.*, 1912 (p. 85).

II. — BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE DE L'AFRIQUE AUSTRALE ET ORIENTALE

- A. 1. AUBRY. Observations géologiques sur les Pays Danakils, Somalis, le Royaume du Choa et les Pays Gallas. *B. S. G. F.*, (3), t. 14, 1886 (p. 201-222).
- A. 2. CHOFFAT. Sur le crétacique de Conducia en Moçambique. *B. S. G. F.*, (4), t. 2, 1902 (p. 400-403).
- A. 3. — Le Crétacique du Conducia. *Comm. Serv. Géol. Portugal*. Lisbonne, 1903.
- A. 4. COTTEAU (J.). Invertébrés jurassiques de la région du Haar (Abyssinie). *B. S. G. F.*, (4), t. 24, 1924 (p. 579-591).
- A. 5. DACQUÉ (E.). Beiträge zur Geol. d. Somalilandes. I. Untere-Kreide. II. Obere Jura. *Beitr. z. Geol. und Pal. Oest.-Ung.*, t. 17, 1904-1905 (p. 119-160).
- A. 6. — Dogger und Mahm aus Ostafrika. *Beit. z. Geol. und Pal. Oest. — Ung.*, t. 23, 1910.
- A. 7. — Neue Beiträge zur Kenntniss des Jura im Abessinien. *Beitr. z. Geol. u. Pal. Oest.-Ung.*, t. 27, 1915.
- A. 8. — et KRENKEL (E.). Jura und Kreide in Ostafrika. *N. J. f. M. G. u. P.*, Beil. Bd., t. 28, 1909 (p. 150-232).
- A. 9. DOUVILLÉ (H.). Examen des fossiles rapportés du Choa par M. Aubry. *B. S. G. F.*, (3), t. 14, 1888 (p. 223-241).
- A. 10. DU THOIT (A. L.). Geological Survey of Pondoland. *Ann. Rep. Geol. Surv. Union South. Afr.* for 1912 (1913), pt. IV, n° 7 (p. 153-179).
- A. 11. — The Geology of South Africa. Londres, 1926.
- A. 11^{bis} FOURMARIER (P.). Les traits directeurs de l'évolution géologique du continent africain. XIV^e Congr. Géol. Int. Madrid, 1926 (p. 839-886).
- A. 12. FRAAS. Beobachtung über den Ostafrikanisches Jura (mit Fossilnotizen von E. Daqué). *Centralblatt f. M. G. u. P.*, 1908 (p. 641-651).
- A. 13. FÜTTFERER (K.). Beiträge zur Kenntniss der Jura im Ostafrika. *Zeitschr. deutsch. geol. Gesellsch.*, t. 46, 1894 (p. 1 et suiv.); t. 49, 1897 (p. 568 et suiv.).
- A. 14. GRECO (B.). — Il sinemuriano nel Deserto Arabico settentrionale. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, t. 34, 1915.

- A. 15. GREGORY (J.). The age of Duruma Sanstone, East Afrika. *Geol. Mag.*, 1926 (p. 83-85).
- A. 16. VAN HOEPEN. Cretaceous cephalopoda from Pondoland. *Ann. of Transv. Museum*, vol. VII, pt. 2, 1920.
- A. 17. KILIAN (W.). Sur quelques gisements de l'étage aptien. *B.S.G.F.* (4), t. 2, 1902 (p. 358).
- A. 18. — Uber Aptien in Südafrika. *Centr. f. M. G. u. P.*, 1902 (p. 465).
- A. 19. KITCHIN (F. L.). The invertebrate Fauna and Paleontological Relations of the Uitenhage Series. *Ann. of South. Afr. Mus.*, Vol. VII, 1908 (p. 21-250, 11 pl.).
- A. 20. KRENKEL (E.). Geologische Beobachtung in Britisch-Ostafrika, *N. J. f. M. G. u. P.*, Beil. Bd., t. 31, 1911 (p. 243-268).
- A. 21. — Magmatische Hebungen in Ostafrika. *Centr. f. M. G. u. P.*, Abt. B., 1926 (p. 50-57).
- A. 22. NEUMAYR (M.). Über klimatische Zonen während der Jura und der Kreidezeit. *Denkschr. d. k. Akad. Wien Math-Natw. Kl.*, t. 47, 1883 (p. 277).
- A. 23. NEWTON (R. B.). Cretaceous Gastropoda and Pelecypoda from Zuzuland. *Trans. Roy. Soc. South. Afr.*, Vol. I, 1910 (p. 1-106).
- A. 24. REED (F. R. C.). The Geology of the British Empire. London, 1914.
- A. 25. SPATH (L. F.). Jurassic Ammonites from East-Africa. *Geol. Mag.*, vol. LVII, 1920 (p. 351-362)
- A. 26. — Description of the paleontological material collected by the South Afr. Mus. and the Geol. Survey of South Afr. On Cretaceous Cephalopoda from Zuzulanl. *Ann. South. Afr. Mus.*, vol XII, pt. 7, 1921 (p. 217-321).
- A. 27. STEFANINI (G.). Sur la constitution géologique de la Somalie italienne méridionale. Congrès Géol. Intern. Bruxelles, 1922 (p. 1059-1073).
- A. 28. — Sur la constitution géologique de la Somalie italienne du Nord. Congr. Géol. Intern. Madrid, 1928 (p. 51-52).
- A. 29. TATE. On some secondary fossils from South Africa *Q.J.G.S.*, t. 23, 1867 (p. 139).
- A. 30. WOODS (H.). The Cretaceous Faune of Pondaland. *Ann. South. Afr. Mus.*, vol. IV, pt VII, 1906 (p. 275-330).

PREMIÈRE PARTIE

APERÇU GÉOGRAPHIQUE

VUE D'ENSEMBLE

La partie médiane du Pays Sakalave est certainement une des régions de Madagascar qui présente le plus de variété dans les formes du modelé et par suite dans l'aspect du pays, ce qui se conçoit facilement étant donné la grande complexité de sa constitution géologique.

A l'Est et au SE cette contrée est limitée par le rebord occidental des Hauts-Plateaux cristallins, le Bongolava, dont la direction générale est NE-SW entre Maevatanana et la plaine de Marotselo (WSW d'Ambatomainy) et N-S de là au Manambolo et plus loin, vers le Sud. L'angle formé par ces deux directions constitue ce que M. Perrier de la Bathie a appelé le « Cap archéen d'Ankazomangalitsaka »; il se prolonge vers le NNW, c'est-à-dire dans la direction des Comores et non vers le Cap Saint-André, comme il a été dit souvent, par deux dômes de schistes cristallins qui forment l'axe de l'« aire anticlinale du Cap Saint-André ». Une zone, généralement peu élevée, de grès et de sables triasiques borde le Bongolava vers l'Ouest et le NW; elle aussi s'étend vers le NNW jusqu'aux abords du Cap Saint-André, encadrant les dômes cristallins. L'« aire anticlinale » ainsi constituée par les schistes cristallins et les grès triasiques joue un grand rôle dans la structure de la région : elle détourne, en l'interrompant presque complètement, la large bande d'affleurement des sédiments jurassiques et crétacés qui borde la côte occidentale de Madagascar depuis l'Andavakoera au Nord jusqu'à la Linta au Sud. De cette disposition résulte l'existence de deux aires de sédimentation post-triasiques de part et d'autre de l'aire anticlinale du Cap Saint-André : l'aire ou bassin de Sitampiky, la plus étendue, au NE et l'aire de Maintirano-Antsalova au Sud.

J'ai été ainsi amené à envisager quatre grandes régions naturelles dans la contrée étudiée :

1. **La zone déprimée triasique.**
2. **L'aire anticlinale du Cap Saint-André.**
3. **Le bassin de Sitampiky.**
4. **L'aire d'ennoyage post-triasique d'Antsalova-Maintirano.**

Avant d'entreprendre l'esquisse des caractères morphologiques et des aspects divers de ces régions, il me paraît utile de préciser les limites des anciennes provinces et des anciens royaumes sakalaves dont les noms sont souvent employés, au moins en partie, dans les publications géologiques qui traitent du Pays sakalave. Je ne peux mieux faire, pour situer ces anciennes frontières, que de reproduire ci-contre (fig. 2) une carte publiée par M. Gautier (103). L'examen de cette carte permet de constater que, si les anciennes provinces ne correspondent pas en général aux régions naturelles, par contre, ainsi que M. Gautier l'a fait remarquer, les royaumes sakalaves coïncidaient assez exactement avec des unités

géologiques bien définies. C'est ainsi que le Boina (ou Boeni) et une partie de l'Ambongo, le Marambitsy et le Mania, correspondent assez exactement au bassin de Sitampiky; le Tsimiarojoary, dépendant encore de l'Ambongo, forme la partie centrale de l'Aire anticli-



Fig. — 2. Carte des anciens royaumes et des anciennes provinces sakalaves (d'après E. F. Gautier).

nale du Cap Saint-André (c'est souvent à cette région que l'on réserve le nom d'Ambongo). Le Makambahy correspond à une partie importante de la zone déprimée triasique en bordure du Bongolava. Le Milanja, au voisinage du Cap Saint-André, est constitué presque entièrement par des formations récentes ou tertiaires. Par contre, le Mahara et surtout le Mailaka ne sont pas des unités géologiques. L'aire d'ennoyage d'Antsalova est formée par la partie ouest du Mailaka et NW du Menabe.

GRANDES RÉGIONS NATURELLES

1. Le Bongolava.

Bien que l'étude géologique du rebord des Hauts-Plateaux cristallins ne rentre pas dans le cadre du présent mémoire, je crois qu'il est intéressant de décrire ses caractères morphologiques essentiels qui contrastent singulièrement avec ceux des régions avoisinantes.

Les Hauts-Plateaux cristallins ne s'abaissent que très lentement depuis la partie centrale de l'Imerina jusqu'aux abords immédiats de la région sédimentaire occidentale, mais là, ils se terminent par une falaise souvent abrupte, le Bongolava (la montagne longue), au pied de laquelle s'étend la zone déprimée triasique.

C'est dans la portion sud de la région étudiée ici que le Massif Cristallin et surtout le Bongolava présentent l'aspect le plus caractéristique. La topographie des Hauts-Plateaux rappelle un peu celle des contrées granitiques d'Europe, mais certains traits l'en distinguent nettement : le relief est assez mouvementé et cependant le modelé est très arrondi du fait de l'existence d'une épaisse couverture latéritique que percent seulement quelques massifs granitiques ou gneissiques, constituant des sortes de dômes ou de pitons, et des arêtes quartzitiques aux versants abrupts. Les vallées, larges et marécageuses en général dans l'Imerina, s'encaissent et se rétrécissent à mesure qu'elles se rapprochent du Bongolava. Elles présentent fréquemment un aspect très particulier par suite de la superposition de deux types d'érosions : à un modelé très adouci, avec des vallonnements et des croupes aux profils arrondis, recouverts par une maigre prairie, vient s'ajouter un modelé de ravins abrupts qui entaillent profondément les anciennes croupes de latérite, s'accroissant d'année en année, à chaque saison des pluies, par suite d'effondrements successifs de 10 à 20 m. de hauteur à la tête des crevasses (Pl. I, fig. 1). Ce dernier type d'érosion semble avoir débuté à une époque peu reculée, époque contemporaine probablement du début de la destruction, par des incendies systématiques, des forêts qui semblent avoir recouvert et protégé autrefois la plus grande partie de l'Imerina. Quant au creusement de tels ravins, je crois qu'il ne peut s'expliquer que par la présence de la roche éruptive intacte à une faible profondeur au-dessous du fond des vallées (elle affleure presque toujours dans le lit des vallées principales) ; dans ces conditions, les eaux circulant dans la zone inférieure de la couche de latérite, au voisinage de la roche cristalline peu perméable, contribuent activement à l'accroissement des ravins en sapant la base des parois et en provoquant ainsi l'effondrement de la masse superposée.

Ce n'est en général que dans les fonds de ces ravins que l'on rencontre encore des vestiges de forêts, grâce à la protection efficace que leur disposition offre contre les feux de brousse.

C'est aussi dans cette région, la plus méridionale du pays étudié ici, que le Bongolava présente l'aspect le plus typique ; c'est une sorte de falaise, haute de 900 m. environ (le sommet ayant une altitude moyenne de 1100 m. et la plaine triasique, au pied, ne dépassant guère 200 m. au voisinage du Manambolo), presque à pic parfois, toujours à pente très raide et sensiblement rectiligne avec une direction générale N-8°-W. Cependant, de nombreuses vallées entament profondément le Bongolava : la plus importante, celle du Manambolo, y forme de véritables cañons, alors que les petits torrents ont seulement sculpté une infinité de ravins séparant des croupes arrondies qui donnent à ce versant un aspect très caractéristique. La rareté et même souvent l'absence de la végétation, sur ces pentes, donnent à cette grande falaise une ressemblance frappante avec les côtes de la Mer Rouge ou du golfe de Suez.

Vers le Nord, les Hauts-Plateaux s'abaissent progressivement et le Bongolava devient moins imposant du fait de la réduction de sa hauteur, mais du fait aussi que sa pente devient beaucoup moins raide. A quelque distance au Nord de Beravina, le Bongolava perd complè-

tement son caractère de falaise, en même temps il s'incurve vers l'Est, légèrement d'abord puis plus nettement à hauteur de la Plaine de Marotselo, formant ce que l'on a appelé le Cap d'Ankazomangalitsaka. Là le massif cristallin s'enfonce avec une faible pente sous les sédiments triasiques, et un large îlot de schistes cristallins affleure au milieu des grès, à 1 km. environ à l'Est du Bongolava. En ce point, la dénivellation correspondant à la falaise n'est plus que de 400 à 500 m.

Puis le Bongolava s'infléchit de plus en plus vers l'Est et même vers le SE au Sud d'Ambatomainty : là il vient buter contre un nouvel abrupt presque méridien, très comparable comme aspect à celui décrit précédemment dans la région d'Ankavandra quoique moins élevé, et qui se poursuit vers le Sud à l'intérieur du Massif Cristallin et vers le Nord jusqu'au NE du poste d'Ambatomainty, près de Betongolo. C'est cette nouvelle falaise, relayant en quelque sorte celle qui a été suivie jusqu'ici, qui portera désormais le nom de Bongolava. A partir de Betongolo, elle commence à son tour à s'infléchir vers le NE. Entre ce point et Maevatanana, les Hauts-Plateaux continuent à s'abaisser progressivement et le Bongolava perd définitivement son caractère d'abrupt à partir de la vallée de la Mahavavy. Les nombreuses vallées qui descendent dans cette région des Hauts-Plateaux vers la zone déprimée qui les borde : la Mahavavy, la Menavavy et leurs affluents, ont profondément disséqué le Bongolava qui ne présente plus qu'une faible pente avec des croupes arrondies et, seulement çà et là, quelques collines granitiques à profil plus accusé.

D'ailleurs, dans la région avoisinant Maevatanana, le nom lui-même de Bongolava n'est plus usité, mais seulement le terme de Tempoketsa désignant le vaste plateau en grande partie désertique qui s'étend sur les deux rives de l'Ikopa. L'altitude moyenne des Hauts-Plateaux s'est aussi abaissée graduellement et elle ne dépasse guère 300 m. à l'Est et au SE de Maevatanana. La traversée du rebord du Massif Cristallin est naturellement beaucoup plus aisée dans cette région qu'elle n'était plus au Sud ; de nombreuses pistes le traversent et les villages y deviennent moins rares.

La zone déprimée triasique.

C'est seulement au Sud de Morafenobe, d'une part, et au NE d'Ambatomainty, d'autre part, que la zone triasique est bien délimitée et se présente comme une région déprimée. Dans la partie médiane, elle se prolonge par l'aire anticlinale du Cap Saint-André qui, à bien des points de vue, doit être considérée comme une unité géographique distincte.

Au Sud du Manambao, cette zone est une vaste pénéplaine, large de 30 km. en face des gorges du Manambolo et de plus de 60 km. sous le parallèle de Morafenobe. Elle est encadrée par deux hautes falaises : le Bongolava qui vient d'être décrit, à l'Est, et le rebord des Plateaux calcaires du Bemaraha à l'Ouest. Cette dernière falaise est constituée en grande partie par des grès et des marnes du Trias que couronne seulement un abrupt calcaire dont l'altitude varie beaucoup d'un point à l'autre. Bien que moins élevée que le Bongolava, cette falaise du Bemaraha est cependant encore très imposante avec une altitude moyenne de 500 à 600 m.

La région comprise entre le Bongolava et le Bemaraha est loin d'être unie et son caractère de zone déprimée est seulement dû à la présence des hauts reliefs qui l'encadrent. Elle est drainée par le cours moyen du Manambolo et par ceux de ses affluents dont le principal

est le Manambolomaty. Dès sa sortie du Massif Cristallin, le Manambolo prend une direction N-S, le long du Bongolava, puis après un crochet brusque vers l'Ouest suivi d'un nouveau retour vers le Sud, il s'engage dans des gorges qui traversent le Bemaraha. Dans tout son trajet, à travers la pénéplaine triasique, son cours est lent par suite de la très faible pente du lit; ce dernier, encombré de bancs de sables décrit de nombreux méandres dont certains délaissés subsistent seulement à l'état d'*ox-bows* (Pl I, fig. 2). Par suite de la position de la vallée principale sur la plus grande partie de sa longueur, la pénéplaine triasique se relève progressivement vers l'Ouest. Les grès triasiques très tendres, peu cimentés, ont été profondément entamés par les affluents du Manambolo : souvent leur modelé donne l'impression de deux ou trois anciennes plaines étagées, d'autant plus largement entamées par l'érosion qu'elles sont plus élevées (Pl. I, fig. 3). De la plus haute, il ne subsiste que quelques mamelons isolés, atteignant rarement plus de 350 m. La plus basse correspond à la vallée actuelle du Manambolo, large fond plat souvent marécageux, couvert en partie de roseaux ou « bararata ». Il est difficile toutefois de se rendre compte si ces anciennes plaines correspondent à de véritables terrasses ou à d'anciens niveaux de pénépléation pliocène. Les pentes des ravins et des talus qui raccordent ces différentes surfaces d'érosion sont raides, parfois même abruptes, car fréquemment, par suite de la présence d'un niveau d'argile à la base, l'érosion produit des ravinements comparables à ceux décrits plus haut, dans la latérite du Massif Cristallin; mais ici on ne rencontre jamais les croupes arrondies qui caractérisent le modelé latéritique. Souvent les crêtes de partage des eaux entre deux rivières sont profondément entaillées par les têtes des ravins qui en descendent de part et d'autre, et qui parfois se rejoignent; cette disposition se traduit dans la topographie par un effondrement de la ligne de crête pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres de profondeur (Pl. I. fig. 9). Il en résulte de très grosses difficultés pour établir les pistes qui, par suite de modelé, doivent presque toujours emprunter les lignes de partage des eaux; de plus, à la suite de chaque saison des pluies les têtes de ravins se déplacent, coupant parfois les pistes qui les contournaient, nécessitant ainsi la modification des anciens passages. Les caractères essentiels du modelé de la zone triasique sont dus à la rapidité de l'érosion, du fait de la faible compacité des grès.

Dans son ensemble toute cette contrée est dénudée, couverte seulement par de hautes graminées : le « bozaka » (*Chrysopogon Gryllus* et divers *Andropogon*) qui peuvent atteindre plus de 2 m. de hauteur dans les fonds humides ou sur l'emplacement de bois récemment détruits, mais qui se raréfient et deviennent plus chétives, d'année en année, sur les plateaux secs, où les incendies annuels suppriment certaines espèces et facilitent le travail de l'érosion en détruisant, avant la période des pluies, le revêtement végétal qui aurait pu protéger le sol contre les ravinements. Les bois sont peu communs dans cette partie sud de la dépression triasique; les fonds de ravins seuls sont parfois un peu boisés. Partout ailleurs, sauf de rares exceptions (forêt de Latsaha au Nord de l'entrée des gorges du Manambolo et bois d'*Adansonia* au Sud du Manambao) on ne rencontre que des arbres isolés ou groupés en bouquets disséminés çà et là dans les régions les plus privilégiées; ce sont : le Sakao (*Sclerocarya caffra*), le Bonara (*Albizzia fastigiata*) et le Kily (*Tamarindus indica*). Les manguiers (*Mangifera indica*) et les Kapokiers (*Eriodendron pentandrum*) n'existent guère que dans les villages ou sur l'emplacement des anciens villages. Parmi les palmiers, le Mokoty (*Medemia nobilis*) et les Satra (*Hyphaene Shatan*) se rencontrent parfois

en groupements clairsemés assez étendus, mais qui ne constituent pas de véritables bois; les deux genres s'excluent généralement l'un l'autre. Les rafias (*Raphia ruffia*) ne croissent que dans les fonds humides et sont peu répandus dans cette région. Les bois de bambous sont aussi peu communs. Les fonds marécageux dans les vallées du Manambolo et de ses affluents sont surtout envahis par des roseaux ou bararata (*Phragmites communis*), de hautes graminées et des arbustes qui constituent des taillis difficilement pénétrables; la présence presque constante du « takilotra » (*Mucuna pruriens*) ou « poil à gratter » accentue encore la difficulté des trajets dans les vallées, en dehors des pistes. Enfin de nombreuses mares encombrées de plantes aquatiques (*Nymphaea stellata*) se rencontrent sur les fonds argileux qui souvent sont sans écoulement; c'est en ces points que sont généralement établies les rizières des indigènes.

La partie septentrionale de la zone déprimée triasique, située entre l'éperon cristallin d'Ankazomangalitsaka et Maevatanana, est beaucoup plus étroite que la portion sud qui vient d'être décrite. Là, comme dans le Sud, elle est encadrée par deux falaises : le Bongolava au SE et le rebord méridional des plateaux calcaires de l'Ikavo et de l'Ankara au NE. Cette dernière falaise est constituée, comme le bord du Bemaraha, par des grès du Trias couronnés seulement par des marnes et des calcaires de Jurassique, formant un abrupt. La largeur moyenne de la zone triasique n'est guère que d'une dizaine de kilomètres, mais dans la région de Kandreho, l'érosion due à la vallée de la Mahavavy a fait reculer notablement vers le Nord la falaise jurassique, élargissant d'autant la zone triasique.

Vers le NE, à partir de Mahazoma, la falaise calcaire s'abaisse beaucoup et s'écarte du Massif Cristallin qui lui aussi présente une altitude plus faible et une pente moins raide ainsi qu'il a été dit précédemment. Dans la région de Maevatanana, l'Ikopa et la Betsiboka coulent dans une région basse où il ne peut plus être observé de reliefs importants.

Le modelé de cette zone triasique est comparable, en tous points, à la région située plus au Sud; toutefois, ici, les vallées ont nivelé une grande partie de l'aire d'affleurement des grès par suite de sa faible largeur. La Mahakamby et la Kabosy, affluents de la Mahavavy, drainent la zone déprimée de part et d'autre de ce fleuve qui, sortant du Massif Cristallin, ne fait que traverser le Trias pour pénétrer dans des gorges orientées S-N et creusées dans les calcaires jurassiques et dans leur substratum. Au-delà des sources de la Kabosy, vers le NE, après un petit col qui limite le bassin d'alimentation de la Mahavavy, c'est un affluent de l'Ikopa, la Menavavy, qui, sur près de 100 km. draine la zone triasique. Toutes ces rivières ont un cours très lent; leur lit peu profond, encombré de bancs de sables, se déplace fréquemment dans un fond de vallée plat, marécageux, couvert par une épaisse couche sableuse d'origine alluviale. Les roseaux ou « bararata » abondent dans ces vallées, et les bois de rafias n'y sont pas rares, contrairement à ce qui a été signalé antérieurement pour le Manambolo et ses affluents.

Ce pays, d'accès facile et bien arrosé, présentant de bons terrains pour la culture du riz, est beaucoup plus peuplé que les régions méridionales; en dehors de Maevatanana, on y rencontre de très gros villages tels que Antanandava, Mahazoma et Belavenona. Le territoire avoisinant Kandreho est déjà moins peuplé par suite des difficultés des communications.

L'aire anticlinale du Cap Saint-André.

Cette région s'étend du Bongolava au Cap Saint-André; elle est limitée à l'Ouest par les affleurements calcaires qui prolongent le Bemaraha ou par les plateaux basaltiques, et à l'Est par la falaise bordant les causses calcaires de l'Ankara, puis par la Namahota. C'est en somme la prolongation, vers le Nord, de la portion sud de la zone déprimée triasique décrite précédemment; mais ici, la réapparition, dans l'axe de l'aire anticlinale, de deux gros dômes cristallins, la présence à l'Ouest de ces dômes d'un important plateau de grès crétacés et enfin l'existence de gros massifs éruptifs post-triasiques donnent à la morphologie de cette région une complexité qui fait contraste avec l'uniformité de la zone triasique qui borde le Bongolava.

Une telle diversité de constitution rend la description de cette région malaisée. Cependant on peut, *grosso modo*, distinguer dans ce pays quatre sous-régions présentant chacune une certaine homogénéité morphologique; ce sont :

- 1° Les bassins des hautes et moyennes vallées du Manambao et du Ranobe.
- 2° Les dômes cristallins de Bekodoka et d'Ambohipaky (ancien royaume Tsimiajoary).
- 3° Les plateaux crétacés et éruptifs situés à l'Ouest de ces dômes.
- 4° La région basse du Cap Saint-André (ancien royaume Milanja).

1° Les bassins des hautes et moyennes vallées du Manambao et du Ranobe.

Cette région est la prolongation immédiate vers le Nord de la zone déprimée triasique située entre le Bemaraha et le Bongolava; aussi le modelé de la contrée située au Sud du Manambao ou en bordure du Bongolava (Haut-Manambao et Haut Ranobe) est-il analogue à celui des régions triasiques déjà décrites, seule la présence de nombreuses intrusions éruptives, surtout de dykes qui constituent des collines escarpées, rectillignes, parfois très allongées, donne à la topographie de la rive gauche du Manambolo un aspect un peu spécial. Entre les hautes vallées du Manambolo, du Ranobe et des tributaires de la Mahavavy, on retrouve un régime tabulaire comparable à celui qui a été décrit sur la rive droite du Manambolo plus au Sud. Ici, ce sont encore des plateaux presque désertiques avec seulement une maigre végétation de bozaka et qui semblent correspondre à d'anciennes phases de pénéplénation. Les vallées sont larges, marécageuses, mal drainées par des rivières à cours très lent, aussi les lacs y sont-ils nombreux et certains d'entre eux occupent de grandes étendues (lacs Mangarika, Bekotrobaka et Mahebo). La végétation, peu abondante, n'a pas de caractères remarquables si ce n'est la fréquence des groupements clairsemés de palmiers (*Medemia nobilis*) dans les zones basses.

La région située entre les cours moyens du Manambao et du Ranobe contraste nettement avec les contrées triasiques qui viennent d'être décrites par suite de la présence d'une importante ligne de reliefs d'altitude assez élevée parfois (762 m. au Fonjay), constituée par plusieurs massifs éruptifs partiellement boisés : l'Antatika-Ambereny à l'Ouest, le Fonjay et ses annexes (Andrafianampela et Manambaroa) au centre et le Tsimitaratra et le Besongomby à l'Est. De véritables torrents coupés de rapides et de chutes descendent de ces divers massifs montagneux vers le Manambao et vers le Ranobe; les rives de ces torrents, presque entièrement boisées, abritent la plupart des essences autochtones de l'ancienne forêt

de l'Ouest malgache. (Pl. I, fig. 5.) auxquelles s'ajoutent presque toutes les espèces cosmopolites de l'île. Les massifs du Fonjay et de l'Antatika sont certainement parmi les plus boisés de la côte occidentale, malheureusement ici encore les feux de brousse commencent à faire des ravages et une végétation nouvelle, comparable à celle des savoka de l'Est, constituée par un taillis inextricable d'arbustes et de lianes ou parfois de bambous, se substitue peu à peu à la forêt primitive.

Alors que les diverses régions décrites jusqu'ici étaient habitées, avec une densité de population souvent très faible il est vrai, toute la contrée montagneuse située entre le Manambao et le Ranobe est entièrement déserte : les rares villages qui y existent sont situés à ses confins vers le Sud, sur les bords du Manambao ou vers l'Est. Tous les anciens villages qui figurent sur la carte au 1/500.000 ont disparu depuis longtemps, en même que les anciens postes de police tels qu'Ampoza. Ce n'est d'ailleurs que l'extrémité sud d'une vaste région, entièrement inhabitée à l'heure actuelle, et qui s'étend sur une longueur de plus de 60 km. vers le Nord et sur environ 50 km. d'Est en Ouest. Du fait même de la disparition des villages, les pistes n'existent plus et les communications sont devenues difficiles.

La vallée du moyen Ranobe, en amont des villages de Tsimirandro et Bebao qui sont voisins du Bemahara, est extrêmement sauvage et d'accès difficile. Le fleuve, coupé de nombreux rapides, est impropre à toute navigation, les rives sont généralement très boisées et inaccessibles. Seule la nouvelle route qui relie le port de Tambohorano, à la région de Bedoa, où l'on tente d'exploiter les grès bitumineux, facilite la visite de cette région, mais cette voie n'existe que depuis un an.

Au Nord du Ranobe s'étend une contrée constituée par des grès triasiques sans massifs éruptifs importants et par suite peu accidentée, mais un peu différente d'aspect des autres zones triasiques déjà décrites. Les abords du Ranobe, sur sa rive droite, ont une altitude moyenne assez faible, mais ils se raccordent vers le Nord par un ou plusieurs ressauts très accusés à une aire surélevée formant de vastes plateaux (Bepea, Ankavitra, Mahafoka). Vers l'Est, le Ranobe atteint le pied des contreforts de l'Ambohitsiraindraina qui n'est qu'un bastion avancé protégé par un massif éruptif, du bord sud des plateaux de Mahafoka. Le pays situé entre ces plateaux ou leurs contreforts (Andreforefo, Masiakampy) et le Ranobe est sillonné par de nombreux ravins boisés ; les affluents du Ranobe y ont des cours très longs, sinueux, avec un courant peu rapide et des eaux profondes ; ils sont souvent bordés de rafias et de *Pandanus*. De vastes forêts, telles que celle de Masiakampy, où dominent les bambous, contribuent à rendre cette contrée difficilement pénétrable. Les savoka à *Ravenala* occupent ici de grandes étendues, principalement sur les emplacements d'anciennes forêts brûlées. Comme la rive gauche du Ranobe, tout ce pays ne possède plus un seul village ; l'unique chemin utilisable pour effectuer la traversée rapide de la région est la mauvaise piste charretière aménagée d'une manière très rudimentaire par le Service des Mines de la Colonie pour le ravitaillement des exploitations de Bedoa et qui relie ce village à Bekodoka.

Vers l'Est commence le régime des plateaux dénudés décrits précédemment et qui s'étendent jusqu'au Bongolava. Au Nord le plateau de Mahafoka, dont l'altitude moyenne dépasse 400 m., se prolonge jusqu'aux hauts plateaux de grès crétacés auxquels il sert de socle. Par ses ravinements et ses escarpements abrupts, ainsi que par la rareté des bois qui ne subsistent plus que dans les fonds de ravins, le plateau de Mahafoka présente beaucoup d'analogies avec les plateaux triasiques situés à l'Est ou au Sud du Manambao.

2° *Les dômes cristallins de Bekodoka et d'Ambohipaky.*

Au NE du plateau de Mahafoka et au Nord de son prolongement vers Ambatomainty (plateau de Manerinerina), entre les Causses du Kelifely ou Ikavo à l'Est et les plateaux crétacés à l'Ouest, s'étend une vaste région dont l'altitude moyenne ne dépasse guère 300 m. : c'est le premier dôme cristallin, celui de Bekodoka, qui jalonne l'axe de l'aire anticlinale du Cap Saint-André. Sa faible altitude comparativement aux régions avoisinantes lui donne l'aspect d'une région basse, ondulée, avec toutefois çà et là des crêtes de quartzite à magnétite, très escarpées en général, qui dominent de 100 à 150 m. le pays avoisinant.

Le modelé de cette zone cristalline latéritisée est identique à celui des Hauts-Plateaux Cristallins : aux anciennes vallées, séparées par des croupes arrondies, sont venus se superposer des ravins aux berges abruptes qui semblent correspondre à un nouveau mode d'érosion, relativement récent et provoqué vraisemblablement par la destruction des anciennes forêts. Comme dans les contrées triasiques, la végétation est ici en effet peu abondante, seules les vallées et les ravins sont boisés et la flore ne diffère pas sensiblement de celle qu'on rencontre dans la ceinture à peu près continue de Trias qui entoure le dôme cristallin ou dans les îlots de Trias qui subsistent encore à sa surface. Vers le Sud l'affleurement de schistes cristallins se prolonge, en se relevant peu à peu, jusqu'au massif de Bada, au SW, et à la Behazomaty, au SE; en bordure de cette rivière, les gneiss et les micaschistes forment une falaise d'une centaine de mètres dominant la plaine triasique d'Ambatomainty qui s'étend de là jusqu'au Bongolava. Ce ressaut, malgré ses moindres proportions, présente un aspect analogue à celui du Bongolava qui se dresse en face, au Sud, à moins de 20 km.

Seule la partie septentrionale et orientale de cette vaste région est habitée; c'est aussi la partie la plus basse : Bekodoka, le village le plus important et en même temps poste administratif, est situé sur son bord NW, au voisinage du Sambao.

L'affleurement cristallin de Bekodoka est recouvert au NW par des formations éruptives formant un plateau assez élevé, et au NE par des grès triasiques constituant une région basse où coule le Manombo. Plus au Nord encore, au delà d'un étroit plateau calcaire, un nouvel affleurement cristallin apparaît et se poursuit jusqu'à Ambohipaky. Cette contrée cristallophyllienne, traversée par le Manombo, présente une altitude moyenne faible et son modelé rappelle celui de la région de Bekodoka. Cependant, ici, les crêtes de quartzites à magnétite sont particulièrement nombreuses : le Kijombyvavy, le Kijombylaby, l'Ambohipaky, l'Ambohitantely et l'Amboloandro sont de longues collines aux flancs escarpés qui donnent au pays un aspect assez accidenté. Toute la population, peu dense d'ailleurs, est concentrée dans la vallée du Manombo.

3° *Les hauts plateaux éruptifs et crétacés.*

A l'Ouest et au NW du dôme cristallin de Bekodoka, s'étendent des hauts plateaux dont l'altitude moyenne est voisine de 400 m. et qui sont constitués, par des grès durs crétacés et par des roches éruptives. Un étranglement très accusé les partage, à hauteur de Tsibidy, en deux parties : une partie sud drainée par la Manangoza et ses affluents et une partie nord traversée par le Sambao et à laquelle il y a lieu de rattacher la région

basse occupée par le Lac d'Ampary, étant donné son identité de constitution géologique avec les plateaux voisins.

Les grès crétacés, grossiers, parfois ferrugineux, forment de vrais plateaux, avec seulement quelques ondulations (Tsibidy, Andolosary, au Sud de la Manangoza, Kipatso au Nord). En bien des points, l'érosion y a mis en relief des rochers étrangement découpés et dont les amas, qui prennent souvent l'aspect de cités en ruine, rappellent les chaos dolomitiques de Montpellier-le-Vieux. Les plus remarquables de ces amas se rencontrent sur les versants de la Tsibidy (Pl. II, fig. 11), dans le plateau de Kipatso, à l'Ouest de Bekodoka (Pl. II, fig. 10), et près de Tsarafahy; fréquemment les rochers y présentent des séries de cannelures parallèles, comparables à celles des tsingy calcaires. La végétation est ici peu abondante, les bois clairsemés sont principalement formés d'arbustes.

Les affleurements de roches éruptives sont généralement plus accidentés que les plateaux gréseux; les principales vallées : Manangoza, Sambao et Sahondra, y ont creusé des vallées larges et souvent boisées. Les marais à rafias sont fréquents dans les fonds humides ou aux abords des cours d'eau : sur un sol constitué par une grande épaisseur de vase et de matières végétales en décomposition croissent des bois très denses où dominent les rafias, mais où se rencontrent également quelques espèces rares sur la côte ouest, en particulier des fougères arborescentes.

A côté de régions basses telles que les abords du lac d'Ampary, la zone d'affleurement des roches éruptives forme également des massifs élevés dont les sommets dominant tout le pays. Tels sont l'Ambohibeoro et l'Ankiboboraka dans le Sud et surtout l'Ambohitrosy dans le Nord; ce dernier, dont le piton principal atteint 780 m., est visible dans un rayon de plus de 50 km. alentour. Comme les massifs éruptifs situés aux voisinage du Ranobe, l'Ambohitrosy est encore en grande partie boisé.

Ces plateaux sont entièrement déserts au Sud de la piste de Besalampy à Bekodoka; les rares villages qui figurent sur la carte au 1/500.000 ont disparu ou ont été transférés dans les régions voisines d'un accès plus facile. La circulation, par suite de cet état de choses, est souvent pénible, faute de chemins : les rivières, en particulier, sont souvent difficiles à traverser. La partie nord de cette contrée est plus peuplée; les abords de la piste charrettière qui relie Bekodoka à Besalampy, la vallée du Sambao et la plaine du lac d'Ampary présentent de nombreux villages et les rizières y abondent. Par contre, le massif de l'Ambohitrosy et l'Ambatomainy qui le prolonge vers l'Est, sont presque déserts.

4° *La région côtière (Cap Saint-André).*

Entre l'embouchure du Sambao et celle du Manombo, s'étend une contrée basse, à peine ondulée, couverte de lacs et de marais. Le sol est en grande partie sableux et des bois peu denses, caractéristiques des terrains arénacés, recouvrent les dunes. La population, relativement nombreuse, se livre surtout à la culture du riz : outre le port de rivière important qu'est Besalampy, on y rencontre de grosses agglomérations telles que Bokarano.

L'aire d'ennoyage de Maintirano.

Cette aire d'ennoyage, qui s'étend entre la dépression triasique et le Canal de Mozambique, présente approximativement une forme de triangle dont la base coïncide avec le

Manambolo et dont le sommet opposé est voisin de Besalampy. Ce n'est pas une région naturelle homogène, mais on peut y distinguer plusieurs zones ou bandes subméridiennes qui se rétrécissent progressivement vers le Nord et dont chacune présente des caractères bien définis en rapport avec la constitution géologique de son sous-sol. On rencontre ainsi de l'Est à l'Ouest :

1° *Le Bemaraha.*

Le Bemaraha, situé immédiatement à l'Ouest de la zone déprimée triasique, est un vaste plateau calcaire, large de plus de 20 km. dans sa partie sud, présentant une pente faible, assez régulière, vers l'Ouest et qui domine par une falaise abrupte, décrite précédemment, la plaine située à l'Est. C'est naturellement au bord de cette falaise orientale que se rencontrent les points culminants du plateau ; le plus élevé d'entre eux, le Mont Tsiandro, atteint 942 m. ¹.

La partie orientale du plateau est constituée par des calcaires marneux et peu boisée ; par contre, elle est couverte d'une végétation de graminées beaucoup plus dense que celle qu'on rencontre communément sur les grès du Trias. Seuls quelques mamelons isolés, constitués d'ailleurs par des calcaires appartenant à des niveaux plus élevés, sont coiffés de petits boqueteaux qui leur donnent un aspect très particulier ; par exception, le Mont Tsiandro est presque entièrement dénudé.

La partie occidentale du Bemaraha est au contraire couverte d'une importante forêt, l'Antsingy, qui présente seulement çà et là quelques clairières, correspondant le plus souvent à des affleurements de marnes ou de roches éruptives. Partout ailleurs, le sol de la forêt est constitué par un calcaire compact, présentant presque toujours un faciès karsitique typique avec de très beaux lapiez ; tantôt le sol presque plat est entaillé par un réseau serré de profondes crevasses, séparées seulement par des lames ou des pointes aiguës de rocher sur lesquelles la marche est pénible et dangereuse (Pl. II, fig. 7) ; tantôt des blocs de rocher isolés dressent vers le ciel une multitude d'aiguilles entaillées par une infinité de cannelures. Un réseau de grottes, inexplorées et connues seulement des anciens chefs sakalaves insoumis qui y cherchèrent longtemps un refuge après la conquête, draine en profondeur ces plateaux où la plupart des lits de rivière sont à sec, au moins pendant la saison sèche. Parfois une source vaclusienne s'y rencontre, mais le ruisseau qui s'en échappe disparaît très vite dans un nouveau gouffre (source d'Andranogidro). Exceptionnellement quelques rivières, telles que la Berano ou la Miharano, conservent un débit important en été. Quant au Manambolo, il s'est creusé des gorges imposantes, célèbres depuis longtemps, à la suite des premières explorations dans la région (Pl. II, fig. 6). Le cours sinueux du fleuve est encaissé entre deux hautes falaises parfois presque abruptes, dont les sommets, correspondant au niveau du plateau, se dressent à plusieurs centaines de mètres au-dessus du niveau du fond du cañon. A leur sortie vers l'aval, les gorges forment un étroit couloir rectiligne de près de 3 km. de longueur, aux berges moins élevées qu'elles ne le sont dans la partie moyenne, mais rigoureusement verticales. Dans ce profond chenal, le cours de Manambolo est lent en été et encombré de bancs de sable qui ne rendent la navigation

¹. Il me paraît utile de faire remarquer, à ce propos, que la plupart des cotes portées sur la carte topographique au 1/500 000, le long du bord oriental du Bemaraha, sont fausses et beaucoup trop faibles.

possible qu'avec des pirogues ou des chalands à faible tirant d'eau. Pendant la période des pluies, au contraire, le courant devient très rapide et la navigation dangereuse.

La végétation des calcaires est presque uniquement arborescente, mais la très grosse majorité des essences est à feuilles caduques et l'Antsingy présente pendant la période sèche un aspect aussi désolé que nos bois en hiver. L'adaptation à un régime xérophytique est partout très accusée, beaucoup d'arbres tels que certains *Adansonia* ont des troncs très renflés, mais c'est surtout au milieu des lapiez ou « tsingy » que le caractère xérophytique de la flore est le plus accentué; les *Pachypodium* de tailles diverses dominant et contribuent à donner au paysage un aspect peu engageant (Pl. II, fig. 7). Il est certain que l'impossibilité pour les graminées et en général pour la végétation herbacée de se développer sur un tel terrain a sauvé la forêt de la destruction par les feux de brousse annuels; ce sont, en effet, les herbes sèches qui propagent les incendies.

Sur le bord oriental du Bemaraha, plusieurs fenêtres dans les calcaires atteignent les grès triasiques; souvent même (fenêtre de Gadra) les grès de la fenêtre se relient sans interruption à ceux de la zone déprimée située à l'Est du plateau calcaire (Pl. II, fig. 3). Plus loin vers le Nord, la largeur du Bemaraha diminue et une profonde vallée creusée dans le Trias sépare une crête calcaire qui s'émiette en lambeaux isolés (la Table et la Chaise), du plateau proprement dit situé à l'Ouest. Encore plus loin vers le Nord, les affleurements calcaires sont réduits à une étroite bande qui devient même discontinue à partie du Manambao.

Au Nord du Ranobe, les affleurements continus de calcaires sont rares. Le prolongement du Bemaraha n'est plus indiqué que par la présence de blocs de toute taille, parfois hauts d'une dizaine de mètres et découpés en une infinité de colonnettes effilées et dressées vers le ciel, ces blocs parfois d'un volume inférieur à 1 m³, sont épars au milieu de sables sur une zone de 1 à 2 km. de largeur (Pl. II, fig. 9). Il est certain que c'est là le stade ultime de l'évolution d'un ancien karst, constitué aux dépens de bancs calcaires peu épais. Une première phase d'érosion sonterraine, antérieure à l'enlèvement des grès crétacés, a vraisemblablement conduit à la formation d'un véritable karst sous-jacent (« unterirdische karst » de Penck), lequel, après dénudation, a achevé de se disloquer en îlots calcaires isolés qui se réduisent d'année en année.

Actuellement, le Bemaraha est presque entièrement désert; en dehors des villages établis dans les fenêtres de grès triasiques signalées précédemment, on ne rencontre plus que deux villages: Tsiandro et Bevary, tous deux construits à proximité de dépressions marneuses traversées par des cours d'eau et cultivables en rizières. L'ancien poste de Tsiandro, situé à 700 m. d'altitude, était un séjour très reposant pour les Européens de la côte ouest.

2° La savane à l'Ouest de l'Antsingy.

La forêt de l'Antsingy s'arrête exactement, vers l'Ouest, là où les calcaires du Bemaraha s'enfoncent sous des formations plus marneuses. Ce sont d'abord des calcaires marneux, à faciès crayeux qui forment des ondulations mamelonnées presque dénudées, puis des marnes recouvertes de hautes graminées qui constituent une véritable savane peu accidentée. Des incendies, à chaque saison sèche, y ont détruit à peu près entièrement la végétation arborescente qui ne se rencontre plus guère que le long des rivières. Seule une rangée de collines de calcaires glauconieux rubéfiés, alignées suivant une direction subméridienne, traverse

la plaine dans sa partie médiane. Au Nord du parallèle d'Antsalova, cette plaine marneuse se rétrécit rapidement et finit par disparaître avant d'atteindre Dokolahy.

Dans cette longue savane il n'existe de véritables villages que dans la vallée de la Soahana qui draine sa moitié nord. Cependant, étant donné l'intérêt des pâturages de cette zone, on rencontre fréquemment des hameaux de bouviers constitués par quelques cases abritées sous d'énormes tamariniers, presque toujours situés au sommet de buttes de grès et entourés de parcs à bœufs.

3° *Les plateaux gréseux.*

Vers l'Ouest, la plaine marneuse est limitée par une falaise de grès crétacés rougeâtres qui la domine d'une cinquantaine de mètres; quelques mamelons isolés, formés par les mêmes grès, se rencontrent souvent, à l'Est de l'abrupt. Cette nouvelle zone arénacée constitue un plateau d'une largeur moyenne de 10 km. environ, où les rivières se sont creusées des vallées larges et profondes atteignant souvent les marnes sous-jacentes. La surface du plateau est en général peu boisée; cependant, il s'y trouve fréquemment des taillis clairsemés d'arbustes à feuilles caduques ou duveteuses, croissant principalement sur de vastes étendues de sables très blancs, qui semblent dus au remaniement par le vent des produits de désagrégation et de lixiviation des grès par les pluies. Bien que l'adaptation de la végétation au milieu xérophytique soit nette, elle n'est jamais aussi poussée que sur les causses calcaires: les plantes grasses ou à tiges renflées, telles que les *Pachypodium*, n'existent pas ici. Il est curieux de remarquer que de tels taillis ne se rencontrent presque jamais dans la zone arénacée triasique; ce fait est dû probablement à ce que les grès du Trias, plus grossiers et plus feldspathiques, ne présentent jamais à leur surface des formations sableuses comparables à celles qui viennent d'être signalées sur les grès crétacés. Quelques essences paraissent caractériser la végétation de ces plateaux; outre les « kily » et les « sakoa » qui abondent, on rencontre de nombreux « mokotra », des « pea » aux feuilles duveteuses blanches et des « matalajy » (*Acridocarpus*). Le « dimaka » (*Borassus flabelliformis* var. *madagascariensis*), très beau palmier au tronc en massue, rare dans les contrées triasiques, est assez commun ici dans les vallées qui sont généralement boisées.

Au Sud d'Antsalova, le plateau de grès rouges s'enneige, vers l'Ouest avec une faible pente, sous une formation, riche en intercalations marneuses, dont l'affleurement se traduit dans la topographie par une dépression, à l'Ouest de laquelle se dresse une nouvelle falaise de grès rouges: c'est le rebord d'un second plateau arénacé semblable au précédent. Au Nord d'Antsalova, les deux séries gréseuses ne réunissent en une seule, la dépression marneuse intermédiaire disparaît et un seul abrupt de grès subsiste qui s'atténue vers le Nord; à partir de Dokolahy, ce sont les calcaires du Bemahara qui viennent buter directement contre son pied.

Cette zone crétacée est nettement la plus peuplée de toute la région. Entre Bekopaka sur le Manambolo et Antsalova et plus au Nord jusqu'à Soarano, les villages sont relativement nombreux. Cependant au Nord de Dokolahy, il n'en est plus de même, la population manque presque totalement; l'absence de terres marneuses cultivables en est probablement la raison essentielle.

4° *Le Plateau basaltique.*

Le second plateau gréseux est généralement très étroit; il est en effet surmonté par des formations volcaniques qui s'avancent souvent jusque sur son bord oriental. Au Nord d'Antsalova, c'est sur le bord occidental de l'unique plateau crétacé que reposent ces formations. Aussitôt le paysage change d'aspect : il est caractérisé par de nombreuses collines isolées, à sommet plat constitué par des témoins d'anciennes coulées basaltiques limitées par des talus réguliers. Ces roches éruptives sont souvent très altérées, mais rarement transformées en latérite, d'où les profils à 45° et l'absence d'abrupts qui caractérisent le modelé.

La flore rappelle beaucoup celle des plateaux arénacés, cependant d'importants vestiges des anciennes forêts subsistent, aussi bien sur les croupes que dans les vallées, en particulier entre la Marofilahy et le Manambao. Comme partout à Madagascar, ces bois reculent peu à peu devant la savane; la faible densité des graminées dans les zones découvertes explique seule la survivance des parcelles de l'ancienne forêt.

Ces formations éruptives constituent un immense plateau, étroit, il est vrai, dans la région du Manambolo, mais large de plus de 30 km. entre le parallèle d'Antsalova et celui de Maintirano. Les villages y sont rares, ce se sont souvent d'ailleurs que des hameaux de bouviers. Alors que les diverses zones sédimentaires décrites jusqu'ici s'amincissent plus ou moins vers le Nord, les affleurements basaltiques se prolongent avec une largeur moyenne de 15 à 20 km., jusqu'aux abords de la Manangoza.

5° *La région côtière.*

Entre les plateaux basaltiques et la mer s'étend une région peu accidentée, de constitution géologique variée, marno-calcaire dans sa partie orientale, entre le Manambolo et la piste de Maintirano à Antsalova, gréseuse ou sableuse ailleurs, et en majeure partie peu boisée. Cependant, sur presque toute la longueur de la côte, une couverture de sables blancs, constituant de véritables dunes et occupant une largeur de 5 à 15 km., sépare ces formations du rivage. Très fréquemment ces dunes sont fixées par une forêt remarquablement continue, peu dense toutefois, où dominent des essences à feuilles caduques de taille médiocre et qui rappellent beaucoup les bois des plateaux crétacés. Ici cependant, des euphorbiacées aphyllés et quelques bouquets de grands baobabs (*Adansonia* sp.) rompent l'uniformité de la forêt. Souvent, principalement dans les terrains bas et couverts d'étangs, ces bois font place à des formations de palmiers (mokoty ou satra), clairsemées, mais qui peuvent couvrir des étendues considérables (Pl. IV, fig. 3). La forêt s'étend généralement jusqu'à la côte, là une ceinture plus ou moins large de mangroove, rarement interrompue, lui fait suite et masque la haute mer. Les palétuviers pénètrent d'ailleurs très avant dans les terres, par les estuaires des nombreux fleuves côtiers, jusqu'à la limite d'action des marées. Ces estuaires, larges et envasés, sont souvent une véritable gêne pour la circulation le long de la côte; leur largeur rend en effet difficile la construction de ponts et la vase épaisse qui recouvre leurs berges à marée basse est un sérieux obstacle à leur traversée.

En quelques points cependant la mangroove est interrompue par suite de la présence de collines qui se terminent le long de la côte par des falaises pouvant dépasser 30 m. de

hauteur; ce type de littoral rocheux se trouve en particulier au Cap Kimby, à l'embouchure de la Soahanina, près de Maintirano, à l'embouchure de la Mahagomba et à Marofotsy, près de Besalampy.

Quelques ports de pêcheurs et même de cabotage (Behenjavillo, Soahanina, Maintirano, Tambohorano et Beravina-sur-Mer) donnent un peu de vie à cette région côtière. Outre les ports, de gros villages tels que Demoka, ensevelis dans la verdure des cocotiers, des « mahabiba » et même ici, exceptionnellement, des orangers, surprennent agréablement le voyageur qui depuis des jours de marche à l'intérieur des terres, n'a trouvé que des villages arides, abrités tout au plus par quelques manguiers ou quelques kily.

Cette zone côtière se poursuit, sans changer sensiblement de caractère, jusqu'au Cap Saint-André, puis de là vers Majunga.

5. L'aire d'ennoyage de Sitampiky.

Cette région, comprise entre l'aire anticlinale du Cap Saint-André et la Betsiboka, se présente avec une forme presque rectangulaire : les quatre côtés étant le Canal de Mozambique au NW, la Betsiboka au NE, la zone déprimée triasique entre Maevatanana et Ambatomainty au SE et les affleurements triasiques qui entourent les dômes cristallins de l'Ambongo au SW.

Une analogie frappante existe entre les diverses régions naturelles de cet aire d'ennoyage post-triasique et celles qui viennent d'être décrites au Sud de l'aire anticlinale du Cap Saint-André; toutefois quelques variations dans les faciès des différents niveaux géologiques entraînent des modifications, assez marquées parfois, dans les modelés et par suite dans les paysages caractéristiques de chaque région. D'autre part, les pendages, généralement très faibles dans toute la série sédimentaire conduisent ici, pour les différents termes de cette série, à des largeurs d'affleurement considérables, principalement en ce qui concerne les calcaires du Jurassique moyen et les grès du Crétacé inférieur.

Les zones naturelles correspondant aux différents niveaux stratigraphiques se présentent sous forme de bandes orientées E-W, mais cette direction s'infléchit à l'Ouest vers le NW et à l'Est vers le NE, formant ainsi des arcs concentriques. Ces diverses régions naturelles sont du Sud au Nord :

1° *Les Causses de l'Ikavo et de l'Ankara.*

D'immenses plateaux calcaires occupent, dans le Sud et le SW, plus d'un tiers de l'étendue totale de l'aire d'ennoyage de Sitampiky; ils présentent une pente générale faible vers le Nord ou le NNE. Leur bord occidental et surtout méridional est très élevé (700 m. environ à l'Ikavobe) et domine de plusieurs centaines de mètres, par un abrupt difficile à franchir, la plaine triasique qui s'étend à son pied. La falaise est constituée en grande partie par les grès du Trias surmontés d'alternances de marnes, de grès et de calcaires du Lias et de l'Oolithe inférieure qui forment une série de ressauts verticaux correspondant aux barres calcaires, séparés par des talus d'éboulis marquant les niveaux de marnes ou de grès tendres (Pl. III, fig. 2).

Les plateaux comportent l'Ankara à l'Est et l'Ikavo ou Kelifely à l'Ouest, séparés par la profonde entaille que constitue la vallée de la Mahavavy, au fond de laquelle les grès du Trias

affleurent jusqu'à Bekodia. L'Ikavo se prolonge vers le NW par une bande calcaire qui se divise à l'Ouest d'Andranomavo en deux branches étroites encadrant l'affleurement cristallin d'Ambohipaky.

L'Ikavo et l'Ankara sont peu accidentés, ce sont de véritables causses où les rivières ont creusé des cañons profonds, tels celui de la Mahavavy qui est particulièrement imposant dans sa partie sud où les bords du plateau dominant de plus de 300 m. le niveau du fleuve.

Les calcaires oolithiques massifs qui jouaient un rôle essentiel dans le Bemaraha n'occupent plus ici qu'une place réduite, le long de la bordure nord des plateaux et seulement à l'Ouest de la Mahavavy; sur la rive droite du fleuve, ils disparaissent entièrement. Ce sont des calcaires marneux alternant avec des bancs de calcaires sublithographiques, en dalles, qui forment la quasi totalité de ces causses. La conséquence de cette constitution lithologique du sol est la rareté de la végétation arborescente, détruite comme toujours par les feux de brousse annuels qui ont pu se propager grâce au bozaka abondant sur les zones marneuses. La forêt ne subsiste que sur les calcaires oolitiques ou lithographiques massifs; par suite, c'est surtout la bordure nord de l'Ikavo et son prolongement vers Namoroka qui sont boisés. Là, le paysage rappelle la forêt de l'Antsingy avec des amas pittoresques de rochers sculptés par l'érosion : ceux de Namoroka sont particulièrement célèbres. Près de Tsiabohetsy, par suite de l'existence de calcaires bien lités, on observe des empilements de disques formant de véritables colonnes du plus curieux aspect. Partout ailleurs, c'est le causse aride, avec quelques rares arbustes çà et là, le bozaka lui-même y est peu abondant (Pl. III, fig. 3). La plupart des cours d'eau sont à sec pendant la saison sans pluies et il est indispensable de se munir de provisions d'eau pour les longues traversées. Les vallées des rares rivières qui ne sont pas asséchées sont presque toujours boisées sur la plus grande partie de leur longueur.

Un caractère important de ces plateaux est l'abondance des affleurements éruptifs, qui couvrent parfois de grandes étendues, presque entièrement latéritiques, au sol rouge sombre. De plus, quelques massifs éruptifs importants forment des pitons qui dominent le causse avoisinant : tels sont l'Ambohibetratra (530 m.), au NW de l'Ikavo, et le Kasoa (670 m.) au SW de l'Ankara.

Sur le bord nord de l'Ikavo, en plusieurs points, en particulier près de l'ancien village d'Andreforefo, par suite de la présence d'un niveau de calcaire marneux à faible profondeur sous le sol, il s'est produit une infinité de dolines constituant autant de mares couvertes de nénuphars violets et qui donnent au paysage un aspect très particulier. Ici comme dans le Bemaraha, les cours d'eau souterrains, les avens et les grottes sont communs.

La population de cet immense territoire est à peu près nulle. En dehors de ceux situés dans la vallée de la Mahavavy ou à l'extrémité NW de l'Ikavo, aucun village n'existe plus sur ce causse, si ce n'est la Station Driez ou Kelyfely qui vient d'être reconstruite il y a deux ans en vue de la capture des bœufs sauvages. L'Ankara est un peu moins désert, au moins dans sa partie orientale; de gros villages antaimorona ou tsimiety, dont le principal est Ankamakama, s'y sont établis depuis quelques années et leurs habitants, appartenant aux races les plus laborieuses de l'Ile, se livrent avec fruit à la culture du riz dans les zones marneuses arrosables,

2° *La zone marneuse d'Andranomavo-Ankirihiitra.*

Au Nord, les Causses de l'Ikavo et l'Ankara sont bordés par une bande de calcaires, de marnes et de calcaires marneux, d'une largeur moyenne de 5 km. environ, qui s'étend depuis le Sud de Bemena (entre Soalala et Bemarijy) jusqu'à la Betsiboka, en passant par Andranomavo, Ambararata, Majeromanga (Madirimanga de la carte), Ankirihiitra et Ambato-Boeni.

C'est un affleurement de calcaires marneux blancs, ayant l'aspect de la craie, qui constitue la plus grande partie de cette étroite zone. Il en résulte un modelé qui rappelle beaucoup celui de la Champagne Pouilleuse ou de la Somme, avec de nombreux mamelons et des croupes arrondies, dénudés ou couverts d'une maigre végétation et dont le profil est tout à fait comparable à celui des coteaux crayeux de France. Malgré la pauvreté de sa végétation, cette région est assez peuplée car les fonds marneux offrent des sols favorables à la culture du riz. Sur leur bord septentrional, ces calcaires crayeux sont parfois recouverts par des mamelons de grès isolés qui ne sont que des lambeaux témoins de l'épaisse série gréseuse qui s'étend plus au Nord et qui se termine face au Sud par une falaise, souvent abrupte, au contour très sinueux.

3° *Les plateaux gréseux de Sitampiky.*

Les affleurements gréseux rougeâtres qui bordent au Nord, la bande de calcaires marneux, ainsi qu'il vient d'être indiqué, forment de vastes plateaux, inclinés en pente douce vers le NE et vers le Nord. Bien qu'ils soient beaucoup plus larges que les plateaux crétacés situés au Sud du Cap Saint-André et décrits précédemment, leur modelé et leur flore sont très comparables. Les cours d'eau y ont creusé des vallées profondes, assez larges parfois, au fond desquelles apparaissent souvent les calcaires marneux subordonnés (Mahavavy, Tandra, Ambararata, etc.). Autour de Soromaray (Ouest de Sitampiky), une plaine marneuse, encadrée par la falaise de grès et dominée par le piton isolé du Besieky, se relie vers le Sud à la zone des calcaires marneux.

Contrairement aux plateaux triasiques, ceux-ci sont assez fréquemment boisés : de grandes étendues de sable fin blanc, identiques à celles signalées plus au Sud dans la région d'Antsalova, sont couvertes de taillis d'arbustes à feuilles caduques ou à feuilles duveteuses (pca), mais toujours assez clairsemés. Les vallées sont ici particulièrement boisées, grâce à la fréquence des intercalations marneuses dans les grès. D'importantes forêts de rafias poussent dans les fonds humides (marais à rafias) et sont une source de richesse pour le pays; malheureusement leur exploitation intensive les fera disparaître dans un avenir peu éloigné. Le « dimaka » est très commun ici, en particulier sur les rives de la Mahavavy. Enfin, des lambeaux de forêts riches en espèces arborescentes se rencontrent fréquemment le long des cours d'eau; j'ai pu y observer fréquemment le *Platyserium*, fougère épiphyte qui est généralement considérée comme spéciale à la côte orientale.

Les affleurements de roches éruptives, latéritiques comme sur les causses calcaires, sont nombreux dans cette région; parfois des pitons, tels que le Tsitondroina, dominent les plateaux avoisinants.

La plupart des vallées de cette contrée sont habitées par suite de la facilité que présente

l'établissement de rizières. Sitampiky, gros poste administratif, situé au bord de la Mahavavy, est un centre important relié par une piste charrettière au port de Madirovalo sur la Betsiboka.

Entre l'Andranomavo et la Betsiboka, ces plateaux s'engouffrent sous des niveaux calcaires et marneux correspondant, dans la topographie, à une zone déprimée, limitée elle-même au Nord par une nouvelle falaise, formée de grès rouges en majeure partie, qui constituent presque partout le substratum d'une épaisse couverture volcanique. La zone marneuse, drainée par de nombreuses rivières, est jalonnée par des villages : Marerano, Ambarimadinga, Beseva.

A l'Ouest de l'Andranomavo, les grès ne forment plus qu'un seul ensemble présentant toutefois des intercalations marneuses peu épaisses, mais qui ont permis un important développement de forêts : certaines essences, telles que le « mahabiba » (*Anacardium occidentale*), y sont particulièrement abondantes ; enfin le fameux « komanga » (*Erythrophleum coumunga*), auquel les indigènes et même certains Européens attribuent des propriétés mystérieuses et néfastes et qui n'existe que dans une aire de 30 km. environ autour de Soalala, se rencontre en abondance sur ces sols arénacés. Les « viha » (*Typhonodorum Lindleyanum*), dont le bulbe est consommé par les indigènes, sont particulièrement fréquents sur les rives des cours d'eau de cette région. Ces caractères de la végétation, parfois luxuriante, font de cette contrée l'une des plus riantes et des plus verdoyantes que j'aie eu l'occasion de traverser au cours de mes explorations dans l'Ouest de Madagascar (Pl. IV, fig. 2). Les abords de Soalala rappellent à certains points de vue la côte orientale de l'île.

4° Les plateaux basaltiques Antanimena (terre rouge).

Les épanchements basaltiques, alternant avec des tufs, s'étendent sur une superficie considérable, large de 25 km. en moyenne, entre l'Andranomavo et la Betsiboka, au Nord des plateaux gréseux crétacés qu'ils dominent en couronnant la falaise signalée plus haut. L'aspect de cette zone, l'Antanimena, est très caractéristique et semblable à celui des plateaux basaltiques du Sud du Cap Saint-André décrits précédemment : des buttes témoins, couvertes par des lambeaux de coulées qui surmontent des arènes formant des talus inclinés à 45°, caractérisent le modelé. Toutefois ces plateaux sont ici assez généralement boisés, particulièrement entre la Mahavavy, qui s'y est creusé une gorge profonde, et la Betsiboka, où subsistent, au NW de Beseva, d'importantes forêts peuplées de grands arbres à feuilles caduques ; les *Adansonia* y sont communs. Partout où la forêt est détruite, en dehors des vallées, le sol n'est recouvert que d'une maigre végétation de graminées, avec çà et là de rares arbustes.

La plus grande partie de cette contrée est déserte, cependant quelques villages, de « tsimiety » parfois, se rencontrent près des cours d'eau et des fonds humides cultivables en rizières.

Comme les causses calcaires et les plateaux de grès crétacés, cette zone volcanique s'abaisse lentement vers le Nord, passant insensiblement à une contrée basse, souvent marécageuse, où les grès et les marnes du Crétacé supérieur viennent reposer sur les formations basaltiques.

5° *La plaine marécageuse et les bas plateaux du Crétacé supérieur.*

Au Nord des plateaux basaltiques et à l'Ouest de Mahavavy, s'étend une région très basse, constituée par des grès et des marnes du Crétacé supérieur, recouverte souvent par des alluvions récentes, et occupée en grande partie par le Lac Kinkony, le second lac de Madagascar comme étendue. Cette immense pièce d'eau a une longueur de 25 km. environ sur une dizaine de largeur moyenne, avec une superficie totale supérieure à celle de l'Etang de Berre; sa profondeur est presque partout suffisante pour permettre à de petits remorqueurs à vapeur d'assurer le trafic des chalands destinés aux transports de riz, entre le Lac et Majunga, en empruntant la Mahavavy pour gagner l'Océan.

A l'Est de la Mahavavy, quelques petits étangs séparés par des marais s'alignent sur le bord septentrional de la zone gréseuse; mais, vers le Sud, son altitude se relève peu à peu et le pays prend l'aspect d'un plateau peu élevé qui se termine au bord de la Mahavavy et vers les formations basaltiques, par une longue falaise sinueuse de 50 m. d'altitude au maximum (Pl. IV, fig. 1).

La présence du Lac Kinkony et des petits étangs ou marais avoisinants a contribué à la préservation de nombreux bois dans cette région. La forêt ressemble beaucoup, ici, à celle des zones côtières sableuses, les grands arbres toutefois y sont plus nombreux. La faune de cette contrée est particulièrement remarquable par suite de l'abondance des oiseaux d'eau appartenant à des espèces très variées dont certaines sont peu communes. Les bords marécageux du lac et des étangs avoisinants sont presque entièrement cultivés en rizières; il en résulte une population relativement dense pour le territoire situé entre la Mahavavy et l'Andranomavo. Ce pays est certainement le plus riche et le plus peuplé de toute la partie occidentale de Madagascar que j'ai parcourue.

6° *Les plateaux calcaires du Crétacé supérieur et la région côtière.*

Au nord du Lac Kinkony et du chapelet de petits étangs qui lui font suite sur la rive droite de la Mahavavy se dresse une falaise, peu élevée, au tracé capricieux, mais remarquablement continue, qui est constituée en majeure partie par des grès couronnés par des marnes et des calcaires sénoniens. Cet abrupt est le rebord méridional d'un plateau calcaire qui s'abaisse progressivement vers le Nord et qui présente quelques analogies, comme aspect et comme flore, avec les causses de l'Ikavo ou de l'Ankara. Ces calcaires s'ennoient au Nord sous des formations tertiaires également calcaires qui affleurent dans une région basse, en partie recouverte par des sables ou des cailloutis pliocènes ou quaternaires. Ce sont des dépôts récents, souvent couverts de taillis d'arbustes à feuilles caduques analogues à ceux déjà décrits au voisinage de la côte, plus au Sud, qui occupent la majeure partie de la région littorale depuis le Cap Saint-André jusqu'à la Pointe Katsepe, en face Majunga. Presque partout la côte est basse et bordée d'une ceinture de mangroove qui envahit les estuaires jusqu'à de grandes distances du rivage; cependant, en quelques points (Soalala, Pointe-Sada, Cap Tanjona, Pointe-Katsepe), des affleurements de grès ou de calcaires miocènes, principalement, contribuent à la formation de falaises de quelques dizaines de mètres dominant la mer.

Le delta de la Mahavavy occupe une place importante dans cette région; il est en grande

partie boisé et de nombreux villages s'y rencontrent. Entre les bras du fleuve, d'anciens fonds de lacs, en partie dénudés et en partie transformés en rizières, s'étalent sur de grandes étendues entourées de bois. L'île Mahakamby, célèbre depuis longtemps pour ses gisements de fossiles, s'aperçoit en mer, au Nord du delta.

*
* *

J'ai voulu, au cours de cet exposé géographique sommaire, donner un aperçu aussi exact que possible des positions respectives et des caractères morphologiques essentiels des diverses régions naturelles que j'ai explorées, afin de pouvoir situer d'une manière précise et en quelques mots seulement, dans l'étude stratigraphique qui va suivre, les affleurements des divers étages qui seront passés en revue. De plus, j'ai jugé utile de compléter ces descriptions par quelques observations botaniques, étant donné d'une part le rôle de la végétation dans la configuration du modelé et d'autre part les indications importantes que les flores peuvent fournir au géologue pour suivre des affleurements. Dans le but de préciser mes remarques personnelles sur les formations végétales, j'ai été amené à utiliser l'excellente étude de M. H. PERRIER DE LA BATHIE sur « La végétation malgache »¹

¹ H. PERRIER DE LA BATHIE La végétation malgache. *Ann. du Musée Col. de Marseille*, 29^e année, 3^e série, 9^e vol. Marseille, 1921.

DEUXIÈME PARTIE

ETUDE STRATIGRAPHIQUE

CHAPITRE I

LE SUBSTRATUM CRISTALLOPHYLLIEN

L'étude du substratum cristallophyllien sortait nettement du cadre de mes recherches, aussi n'ai-je pas exploré systématiquement les affleurements de schistes cristallins du Bongolava et des dômes de Bekodoka et d'Ambohipaky. Cependant, principalement dans ces deux dômes, j'ai recueilli un assez grand nombre d'observations qui, en s'ajoutant aux faits déjà connus, permettent de se faire une idée d'ensemble à peu près exacte de la constitution des massifs cristallins.

HISTORIQUE

La présence d'affleurements de schistes cristallins au milieu des formations sédimentaires de la région du Cap Saint-André, a été signalée pour la première fois par M. GAUTIER (101, p. 839) en 1898. Quelques mois plus tard, ce même auteur indiquait les limites approximatives du dôme de Bekodoka, puis les précisait sur une carte (102-103). Les cartes géologiques publiées par MM. M. Boule en 1900, Gautier en 1902 et P. Lemoine en 1906 ne figurent qu'un seul affleurement cristallin de forme d'ailleurs assez variable, entre le Bongolava et le Cap Saint-André. C'est M. PERRIER DE LA BATHIE qui, le premier, signala le second dôme, celui d'Ambohipaky (164) en 1910, et c'est sur la carte de cet auteur, publiée en 1922 avec une note de M. DUMAS (87), que, pour la première fois, les deux dômes sont figurés.

La constitution du Bongolava, entre l'Ikopa et le Manambolo, était déjà connue dans ses grandes lignes avant mon passage; elle avait fait l'objet d'études de la part de M. PERRIER DE LA BATHIE (164) et M. A. LACROIX y consacre plusieurs pages du premier tome de sa *Minéralogie de Madagascar*. Enfin M. DECARY (74) décrit en 1924 le Cap cristallin d'Ankazomangalatsaka. Par contre les dômes cristallins de Bekodoka et d'Ambohipaky étaient peu connus avant 1924; MM. Perrier de la Bathie, Lacroix et Decary n'en ont donné que des aperçus assez vagues dans les travaux cités plus haut.

BONGOLAVA

Du Manambolo à Beravina-en-terre.

Entre le Manambolo et Beravina-en-terre, le Bongolava constitue une falaise orientée presque N-S, à peu près abrupte, haute de 500 à 800 m et qui s'atténue beaucoup vers le Nord à partir du coude vers l'Ouest du Manambolomaty. Malgré cette allure sensiblement rectiligne de l'ensemble, les sinuosités de détail de la ligne de contact du cristallin et des grès sont assez accusées pour montrer que ce contact ne peut être considéré comme anormal et dû à une faille. Ce n'est qu'en quelques points seulement qu'on observe une limite par

faille comme l'ont montré MM. LÉON BERTBAND et L. JOLEAUD, notamment à l'Est d'Ankavandra (28).

Dans cette région, la série cristallophyllienne comprend surtout des gneiss, micacés ou amphiboliques passant fréquemment à des leptynites. Les affleurements de granite m'ont paru assez rares et la roche présente toujours une structure cataclastique formant transition aux gneiss. Des micaschistes, chloritoschistes et amphibolites se rencontrent en lambeaux pincés dans les gneiss. Les cipolins semblent manquer complètement.

De Beravina-en-terre à la Mahakamba.

Au Nord de la ligne de partage des eaux du Manambolo et du Manambao, c'est-à-dire à partir de Beravina-en-terre, et jusqu'à la Mahakamba, le Bongolava ne forme plus une véritable falaise; il est moins élevé et sa pente est plus faible que dans la région d'Ankavandra (p. 23). La ligne de contact des grès du Trias et des schistes cristallins s'infléchit progressivement vers l'Est puis vers le Sud jusqu'à la Mahakamba. Ainsi que l'ont montré MM. PERRIER DE LA BATHIE (164), puis DECARY (74), le cap cristallin d'Ankazomangalitsaka, correspondant au changement de direction du Bongolava, est en réalité constitué par les deux avancées d'Ambodivato au Sud et d'Ambaravarana au Nord, séparées par une baie de grès du Trias. C'est dans cette sorte de baie qu'affleure, à l'Est de l'ancien village d'Anadalo, le pointement cristallin de Marotseho, prouvant que, dans cette région, le massif ancien ne s'ennoie qu'avec une pente très faible sous les sédiments du Trias.

La constitution lithologique de cette partie du Bongolava diffère peu de celle décrite plus au Sud, cependant les granites normaux jouent un rôle plus important, comme l'a fait remarquer M. Perrier de la Bathie. Entre les zones granitiques s'étendent des zones de gneiss à amphibole et à biotite qui proviennent vraisemblablement de la recristallisation de granites laminées. J'ai observé en effet dans le ravin de la Bekibany, au sud de Marotseho, une roche à texture assez nettement rubannée ayant l'aspect d'un gneiss, mais qui n'est en réalité qu'un granite écrasé : les quartz et les feldspaths (anorthose et microcline) sont tordus, avec extinctions roulantes et dans les fissures qui se sont produites entre ces éléments une multitude de petits quartz et de lamelles de biotite ont pris naissance, englobant aussi les biotites primitives.

C'est dans cette même région que M. LACROIX a signalé, d'après des échantillons recueillis par M. Perrier de la Bathie, la transformation de pegmatites en véritables mylonites (dans le sens qui avait été donné à ce mot par son créateur Lapworth) (137, t. II, p. 441).

Le petit affleurement cristallin de Marotseho est constitué aussi par un granite à grain fin, verdâtre, à texture cataclastique et traversé par d'épais filons de pegmatite. Les gneiss à néphéline et les gneiss à ægyrine et à riébeckite, cités par M. Lacroix dans le voisinage de Makaraingo, ne paraissent pas atteindre le contact du Trias.

De la Mahakamba à la Mahavavy.

Entre la Mahakamba et la Mahavavy, le contact des grès et du massif cristallin reprend une direction N-10°-W qui correspond à une faille, puis au delà de Betongolo, il s'infléchit à nouveau vers le NE et vers l'ENE. La faille de la Mahakamba se poursuit très loin vers le Sud, à l'intérieur du Bongolava : la lèvre orientale surélevée forme une falaise qui domine le dôme de Bekibany.

La constitution de cette région ne diffère de la précédente que par l'apparition de roches dont l'origine sédimentaire est indiscutable; c'est ainsi que j'ai recueilli des quartzites dans la falaise de la Mahakamba, au SE d'Ambatomainty. Cependant ce sont toujours les granites et les gneiss (orthogneiss probablement) qui dominent. J'ai observé entre Besakay

et Ambatomainty, des gneiss à gros éléments de microcline, pauvres en éléments colorés (hornblende, biotite), qui dérivent probablement des granites porphyroïdes signalés des abords d'Ambatomainty par M. Lacroix. Au voisinage de ces gneiss, j'ai remarqué des filonnets d'épidote épais de 1 ou 2 cm. M. Perrier de la Bathie indique également dans cette région des gneiss grenatifères et des leptynites. De plus pour cet auteur, l'orientation des couches cristallophylliennes serait NE-SW (pendage 70 à 80° NW).

J'ai découvert entre le Bongolava et l'Ikavo, au contact de la dolérite de l'Antetezambato et dans le lit de la rivière du même nom, *un petit affleurement de pegmatite à microcline pointant à travers les grès triasiques*. Cette roche a probablement été entraînée par l'intrusion doléritique lors de sa mise en place, mais elle semble prouver que le substratum cristallin du Trias n'est pas très profondément situé.

De la Mahavavy à Maevatanana.

Au delà de la Mahavavy et jusqu'à Maevatanana, la direction du contact Trias-Cristallin demeure SW-NE en moyenne. Le terme de Bongolava n'est plus usité dans cette région et fait place au mot Tempoketsa qui désigne tout le vaste plateau s'étendant de part et d'autre de l'Ikopa. Ainsi que l'indique M. Perrier de la Bathie, les granites forment ici des collines entourées par des schistes cristallins comportant des amphibolites, des chloritoschistes et des quartzites à magnétite. Près de Maevatanana, les granites ne se rencontrent plus en bordure du massif ancien et les quartzites à magnétite sont particulièrement abondants. Ce complexe est souvent aurifère et les « piquets » (concessions) pour l'exploitation des alluvions et des latérites aurifères sont nombreux au voisinage de Maevatanana.

La direction des couches cristallophylliennes est très variable ici, elles semblent cependant orientées le plus souvent NW-SE.

Résumé.

En résumé, le Bongolava est constitué en majeure partie, dans sa portion comprise entre le Manambolo et la Betsiboka, par des granites et des gneiss. Les micaschistes et les quartzites ne jouent qu'un rôle secondaire, sauf au voisinage de Maevatanana. Une étude de détail des différents types lithologiques de ce massif montrera probablement que la plus grande partie des gneiss sont des orthogneiss et permettra d'établir la présence de séries de transition aux granites comme celles qui sont connues en beaucoup de points d'Europe de nos jours.

Il ne me paraît pas possible par contre de préciser la direction moyenne des schistes cristallins qui varie beaucoup d'un point à l'autre. Une étude de toute la partie occidentale des Hauts Plateaux serait indispensable, je crois, pour se faire une opinion sur ce sujet.

DOME CRISTALLIN DE BEKODOKA

Extension.

L'affleurement cristallin de Bekodoka occupe la plus grande partie de la région basse située entre l'Ikavo et les plateaux éruptifs et crétacés de la Manangoza. Il est presque toujours séparé de ces aires surélevées par une bande de grès triasiques, peu large en général. Au NW toutefois, les formations éruptives de l'Ambatomainty viennent le recou-

vrir directement, mais le petit pointement de schistes cristallins, signalé par M. Decary au Nord de Sahondra, indique que le terrain cristallophyllien constitue en partie le substratum du massif éruptif.

A partir de ce point et jusqu'à la Behazomaty, située à 15 km. à peine du Bongolava, l'affleurement cristallin s'étend sur plus de 100 km. de longueur. Sa largeur maximum, entre la Kalonja et le Kivorondolo, est de 60 km. environ. Ses contours sont très capricieux comme on peut le constater sur la carte (la portion de contour comprise entre la Behazomaty et Ambararata a été schématisée faute de renseignements, mais elle présente probablement aussi de nombreuses sinuosités).

En moyenne cette région est basse, toutefois elle se relève sensiblement vers le Sud pour se terminer sur la rive nord de la Behazomaty par une falaise haute de 100 m. environ qui fait face au Bongolava et affecte une disposition comparable. Le Trias qui vient buter au pied de cette falaise se retrouve en lambeaux plus ou moins étendus sur le bord du plateau cristallin (fig. 3). Comme pour le Bongolava, ces relations du Trias avec son substratum n'impliquent pas la présence d'une faille, mais seulement d'une côte très escarpée lors des dépôts du Keuper.

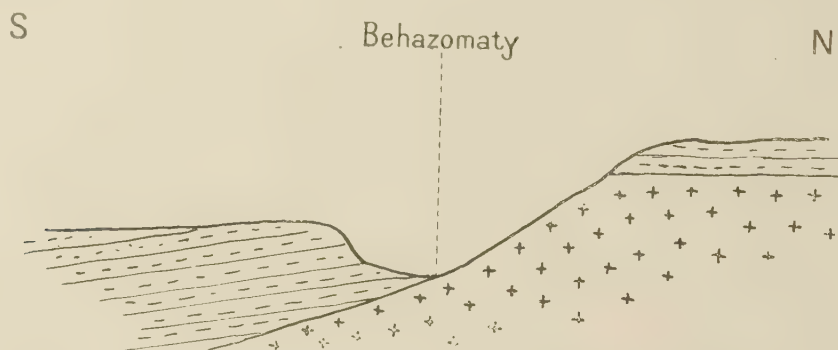


Fig. 3. — Contact du massif cristallin de Bekodoka et des grès triasiques dans la vallée de la Behazomaty.

D'autres lambeaux importants de grès triasiques recouvrent encore l'affleurement cristallin; les plus étendus s'alignent suivant une direction SW-NE; l'un d'eux, au centre duquel se trouve Anjiabe, a été reconnu par M. Decary, mais un second, beaucoup plus étendu et qui a souvent été considéré comme le bord sud du dôme de Bekodoka, s'étend depuis Mahabe jusqu'à la Beankama, affluent de la Sahondra. Ce sont évidemment les restes d'une bande continue de Trias qui prenait en écharpe l'affleurement cristallin.

Constitution.

La constitution lithologique de ces terrains cristallophylliens m'a paru peu variée. Les micaschistes, les chloritoschistes, et les amphibolites dominent à l'Ouest et au Nord de Bekodoka, entre Anjiamena et Mahiagidro, et dans le Sud, près de la Behazomaty. Les gneiss semblent former la plus grande partie du dôme, mais la latéritisation de ces diverses roches, sur de très grandes épaisseurs parfois, ne permet pas en général d'observer la constitution du sous-sol. J'ai observé néanmoins quelques pointements de granite entre Mahiagidro et Bokarafo; ils renferment de l'anorthose, de l'oligoclase et de la biotite et sont généralement un peu écrasés.

Les quartzites à magnétite jouent un rôle important dans la constitution des crêtes, parfois assez escarpées, qui sont les seules lignes de relief notables de la région. La plus remarquable de ces crêtes s'étend depuis le Sud de Mahabe jusqu'au Kivorondolo (ou Kavorondolo); elle porte le nom d'Ambohipitsaka dans sa partie médiane et se prolonge par le Kivo-

rondolo qui présente la même constitution (Pl. III. fig. 1). La piste de Mahabe à Ankadibe traverse une vallée étroite où l'on observe une bonne coupe de ces formations; ce sont des alternances de quartzites, plus ou moins chargées de magnétite, et de micaschistes, avec quelques filons de quartz. Ces différentes couches sont subverticales et orientées suivant une direction NE-SW. Sur le flanc sud de l'Ambohipitsaka j'ai observé des gneiss et des granites écrasés riches en épidote et en biotite.

J'ai encore rencontré quelques intercalations de quartzites à magnétite dans des micaschistes entre Anjiamena et Mahiagidro, mais elles ne sont pas assez abondantes pour former des lignes de relief.

Les filons de quartz, parfois épais de plusieurs mètres, sont nombreux dans toute cette région. Par contre, je n'ai jamais rencontré de cipolins; seul, M. DECARY en a signalé dans le petit lambeau de schistes cristallins situé au Nord de Sahondra (74).

On a souvent prétendu qu'il existait de l'or en grande quantité dans le dôme de Bekodoka, mais, en fait, les recherches qui ont été effectuées en plusieurs points semblent n'avoir donné jusqu'à ce jour que des résultats médiocres.

Tectonique.

Il est assez difficile de déterminer les directions générales des couches dans ce complexe cristallophyllien, par suite de la grande surface occupée par la latérite. Pour M. Lacroix, les lignes directrices des plis sont N-S; M. Decary indique par contre des pendages très divers. En réalité, les pendages, bien que subverticaux le plus souvent, sont trop variables pour que leur étude puisse avoir de l'intérêt; par contre la direction des couches, bien marquée par les crêtes de quartzite à magnétite (Ambohipitsaka), est généralement SW-NE, avec des variations pouvant atteindre l'orientation NNW-SSE (Kivorondolo).

DOME CRISTALLIN D'AMBOHIPAKY

L'affleurement cristallin d'Ambohipaky est beaucoup moins étendu que le précédent; il présente une forme subrectangulaire, large de 20 km. entre Bevoay et Ambohipaky, suivant la vallée du Manambo, et long de 30 km. environ suivant une direction NE-SW.

Au point de vue de sa constitution lithologique, il est caractérisé par l'extraordinaire abondance des quartzites à magnétite qui, comme toujours, demeurent en relief grâce à leur faible altérabilité, au milieu des gneiss et des micaschistes latéritisés. Il en résulte un grand nombre de collines rectilignes, aux flancs escarpés (Kitsomby-lahy, Kitsomby-vavy, Ambohipaky, Ambohitantely, Amboloandro, etc.).

C'est le Kitsomby-vavy¹ qui m'a fourni les plus beaux échantillons de quartzite à magnétite: cette roche constitue l'ensemble de la colline, mais son grain et sa teneur en magnétite varient suivant les couches qui sont subverticales et presque N-S. Certains lits sont beaucoup plus riches en magnétite qu'en quartz, de sorte que ces derniers éléments se trouvent enrobés dans une gangue d'oxyde de fer qui présente en surface un aspect scoriacé par suite de la dissolution des quartz.

Les régions basses qui s'étendent entre les collines précitées, sont formées par des affleurements de gneiss, de micaschistes à amphibole et de leptynites. D'épais filons de quartz traversent fréquemment ce complexe (Sud du Kitsomby-vavy).

Comme dans le dôme de Bekodoka, les directions des couches cristallophylliennes ne peuvent être déterminées que par l'allure des bancs de quartzite à magnétite; mais ces derniers ont des orientations différentes d'une colline à l'autre. Les deux Kitsomby sont dirigés NNW-SSE, presque N-S; l'Ambohipaky est presque E-W; l'Amboloandro et l'Am-

1. Ou Kijomby-vavy.

bohitantely, ainsi que les petites collines situées plus au Sud m'ont paru être orientées NE-SW comme l'Ambohipitsaka de la région de Bekodoka. Je crois d'ailleurs utile de signaler en passant la difficulté que présente la détermination précise de l'orientation de ces couches étant données les anomalies magnétiques considérables qui existent à leurs abords.

En moyenne, il semble que la direction NE-SW domine avec des déviations vers l'Est pouvant amener les couches à dépasser l'orientation méridienne. Ces observations concordent avec celles qui ont été faites autour de Bekodoka.

Pour terminer cette étude succincte des affleurements cristallins de la région du Cap Saint-André, je crois utile de signaler que M. PERRIER DE LA BATHIE (164 p. 213) admet l'extension du dôme cristallin d'Ambohipaky jusqu'au bord de la mer près d'Antaly. J'ignore sur quelles observations est basée cette assertion; il est possible qu'un nouvel affleurement de schistes cristallophyliens existe au Nord ou au NW d'Ambohipaky, non loin de la côte, mais il est certainement isolé et séparé par une large bande de Trias du dôme d'Ambohipaky. Je n'ai observé qu'un pointement très réduit de chloritoschistes et de quartzites au NW du Kitsomby, entre Bemena et Ambohipaky; il apparaît au milieu d'arkoses du Trias qui ont été déjà signalées.

RÉSUMÉ

La constitution lithologique des deux dômes cristallins de l'Ambongo rappelle beaucoup celle de la région de Maevatanana, à la fois par l'abondance des quartzites à magnétite et par la rareté des granites.

Au point de vue structural, il semble indiscutable, d'après le seul examen de la carte, que le bord ouest de l'ancien seuil cristallin du Cap Saint-André, jalonné par les extrémités occidentales des deux dômes, ait été exactement le prolongement de la limite actuelle du Bongolava, entre Ankavandra et Ankazomangalitsaka. Ainsi que je l'ai déjà fait remarquer, ce seuil devait se prolonger dans la direction des Comores, où les terrains cristallophyliens, bien que non reconnus en place, existent probablement à faible profondeur, car on a recueilli des gneiss et des micaschistes à Anjouan.

CHAPITRE II

LE PERMO-TRIAS

HISTORIQUE

En 1889, BARON (1) attribuait entièrement au Jurassique toutes les formations gréseuses qui bordent le massif cristallin central, du côté du Canal de Mozambique. C'était également cette opinion qu'adoptait M. E. F. GAUTIER dans ses premiers rapports.

C'est seulement en 1899 que M. Marcellin BOULE (42) émit pour la première fois l'hypothèse de l'équivalence de ces niveaux et des formations du Karoo et de Gondwana. La même année, M. H. DOUVILLÉ (78, p. 383), précisant encore plus, admit l'âge triasique de tout le complexe gréseux compris entre le Bongolava et les plateaux calcaires. Dès l'année suivante cependant, MM. H. DOUVILLÉ (80, p. 431) et M. BOULE (46, p. 678), revenant sur leurs conceptions premières, furent amenés à considérer les grès de base comme des dépôts en grande partie, sinon en totalité, liasiques et non plus triasiques, en se basant sur l'âge supraliasique des plus anciennes couches fossilifères qui surmontent ces grès, aussi bien dans la région de Nosy-Be, que dans le voisinage d'Ankilahila (Ambatomainty).

Dans sa thèse, en 1906 (140, p. 121) puis en 1907 (143), M. P. LEMOINE accepta et maintint cette manière de voir, ne trouvant aucun argument en faveur de l'hypothèse triasique. Mais en 1910, à la suite de découvertes de nombreux fossiles à la base de la série gréseuse, dans le Nord de Madagascar (Andavakoera), fossiles parmi lesquels figuraient des Ammonites rapportées à des formes du Trias inférieur par M. H. DOUVILLÉ (82), et des poissons attribués au Permien par Smith WOODWARD (192), il devint logique d'admettre, malgré la localisation dans l'extrême Nord de ces découvertes, l'âge au moins en partie triasique des grès de base. C'est à cette nouvelle conception que se rallia M. P. LEMOINE (145, p. 6) en 1911.

D'autre part, dès 1908, le Permien était signalé dans le SW de la Grande Ile par M. M. BOULE (49), à la suite de la découverte de houille dans le bassin du Haut Onilahy, par le capitaine Colcanap. La présence dans cette contrée, à la base de la série gréseuse, de niveaux continentaux, à Reptiles et à plantes, rappelant les formes du Karoo inférieur (50), renforçait l'idée, qui devenait prédominante, de l'âge triasique des formations superposées. Depuis lors, cette idée a encore progressé; cependant, en 1911, la découverte par M. H. PERRIER DE LA BATHIE, en particulier près d'Ankavandra, d'une flore rapportée au Keuper par ZEILLER (194), ainsi que la présence dans ces mêmes niveaux d'*Estheria minuta*, déterminée par M. H. DOUVILLÉ (83), a eu pour conséquence de dater du Keuper inférieur la base de la série gréseuse, ce qui rendait à nouveau plausible l'âge mi-triasique, mi-liasique, des formations comprises entre celle-ci et les calcaires du Lias supérieur.

Depuis la guerre, la découverte de *Myophoria vulgaris* SCHL. et de *Mytilus psilonoti* à la base de la falaise des calcaires jurassiques de l'Ikavo, par MM. LÉON BERTRAND et L. JOLEAUD (29) a définitivement fait rattacher au Trias la totalité de la série gréseuse. Enfin dans sa thèse, en 1926, M. PIVETEAU (173) admet l'équivalence de la série de Stormberg (Trias supérieur et Rhélien) et des grès supérieurs de Madagascar (grès de l'Isalo); il admet de plus la correspondance des couches d'Ankavandra, de l'Andavakoera et des couches à reptiles de Ranohira et de Benenitra avec la série de Beaufort de l'Afrique australe (Permien et base du Trias).

C'est là à peu près tout ce qui est connu jusqu'à ce jour sur l'âge de l'importante série arénacée dont je me propose d'entreprendre l'étude. Les affinités permienues de la faune d'Ammonites de l'Andavakoera, actuellement en cours d'étude au Laboratoire de

M. M. BOULE par M^{me} VAILLANT-COUTURIER (190), et les recherches de détail de M. BESAIKIE dans le bassin houiller de l'Onilahy, n'ont rien apporté de contradictoire aux conclusions qui précèdent.

D'autre part, dès 1898, M. GAUTIER (64) signalait, dans la vallée du Ranobe, des schistes foncés devenant de véritables ardoises; mais c'est seulement en 1911, dans un rapport inédit pour le Service des Mines, que M. H. PERRIER DE LA BATHIE décrit avec quelques précisions ces affleurements, en même temps, qu'il y signalait des couches charbonneuses près d'Ampoza. En 1923 M. DUMAS explora personnellement cette partie de la vallée du Ranobe, puis y guida MM. Léon BERTRAND et L. JOLEAUD. Dans son rapport de mission qui n'a pas été publié, M. DUMAS (89) crut pouvoir englober, dans les affleurements schisteux du Ranobe, à la fois le massif du Fonjay et l'Antalika, ce qui était de nature à rendre vraisemblable l'existence d'un important bassin houiller. MM. Léon BERTRAND et L. JOLEAUD (29) attribuèrent ces formations au Permien par analogie avec les couches de Benenitra (Haut Onilahy).

EXTENSION ET SUBDIVISIONS

Ainsi qu'on vient de le voir, on peut englober sous le terme général de Permo-Trias tout le complexe schisto-gréseux situé au-dessous des calcaires jurassiques et affleurant entre ces calcaires et le Massif central cristallin. Ce sont ces formations qui constituent toute la région que j'ai appelée par anticipation, dans l'aperçu géographique, la zone déprimée triasique, et aussi une partie importante des affleurements de l'aire anticlinale du Cap Saint-André, formant en particulier une ceinture continue autour des deux dômes cristallins de l'Ambongo.

On peut distinguer dans cet ensemble stratigraphique deux séries distinctes par leurs faciès :

1° A la partie supérieure, une épaisse série gréseuse avec intercalations argileuses, que je propose d'appeler « grès de Morafenobe », ou grès supérieurs, équivalent latéral des grès de l'Isalo du SW de l'Ile.

2° A la base, des formations psammitiques et schisteuses (Ankavandra et Maevatanana) pouvant passer à des schistes noirs charbonneux (Moyen Ranobe).

1. SÉRIE INFÉRIEURE

A) Grès et psammites d'Ankavandra et de Maevatanana.

Dans toute la partie sud de la région étudiée ici, depuis Beravina-en-Terre au Nord, la base du Permo-Trias est occupée par des grès fins verdâtres en bancs minces; ces grès sont parfois schisteux, souvent micacés et passent alors à de véritables psammites, également jaunâtres ou verdâtres, à empreintes végétales abondantes en certains points. Cette formation affleure suivant une bande de 6 à 7 km. de largeur moyenne, en bordure du Bongolava: elle occupe en particulier le territoire compris entre le Manambolo et le Massif cristallin.

Près d'Ankavandra, un peu à l'Ouest du village, sur la rive droite du Manambolo, j'ai recueilli dans ces formations : des écailles de Poissons, des tiges aplaties qui paraissent devoir être rapportées à des Conifères, autant que leur mauvais état de conservation permet d'en juger, et enfin des *Estheria* très nombreuses dans certains bancs et qui semblent très voisines de *E. minuta* ALBERTI, ainsi que l'a signalé M. H. DOUVILLÉ (83). Ces niveaux sont

généralement bien lités et se divisent facilement en dalles. Dans cette même région MM. LÉON BERTRAND et L. JOLEAUD ont recueilli *Mytilus* cf. *pilonoti* et une Lingule; malgré mes recherches, je n'ai pas pu retrouver ces fossiles qui seraient l'indice d'une première incursion marine, interrompant un régime de sédimentation dans des eaux douces ou très peu salées caractérisé par des *Estheria*.

À 5 km. environ à l'Est d'Ankavandra, à Ambiriky, M. H. Perrier de la Bathie a recueilli de nombreuses empreintes de végétaux qui ont été étudiées en détail par ZEILLER (194), en même temps que d'autres plantes fossiles provenant de diverses localités situées plus au Sud et de Maevatanana. C'est dans des psammites blancs que la plus grande partie de cette flore a été récoltée; elle comporte principalement des fragments de pennes de Fougères, de tiges d'Equisétinées et de rameaux de Conifères. Parmi les Equisétinées, seules des tiges calamitoïdes ont été trouvées ici, toutefois, *Schizoneura* cf. *gondwanensis* FEIST. existe dans le même niveau, plus au Sud; les Fougères se rapportent à plusieurs espèces : *Cladophlebis remota* PRESL., *Pecopteris* ou *Lepidopteris stuttgartensis* BRONGT., *Danoopsis marantacea* PRESL.; aucun *Teniopteris* n'est signalé ici, mais il s'en rencontre plus au Sud (*T. magnifolia* ROGERS) dans des formations sensiblement contemporaines. Parmi les Conifères, Zeiller signale *Voltzia* cf. *heterophylla* BRONGT., représenté par des rameaux et des écailles de cônes, et deux genres un peu douteux : *Thuytes* et *Brachyphyllum*. Enfin un fragment de limbe semble devoir être rapporté à une Cordaïté : *Noeggerathiopsis lacerata* FEIST., du Permo-Trias de l'Inde.

Malgré la présence, douteuse il est vrai, de deux formes permo-triasiques de l'Inde (*Schizoneura* et *Noeggerathiopsis*), l'existence de *Voltzia heterophylla* dans ces niveaux a conduit Zeiller à rapporter le tout au Keuper inférieur.

Lorsque le contact des psammites et des schistes cristallins est visible, ce qui n'est pas toujours le cas, car fréquemment des alluvions anciennes du Manambolo le cachent, on constate l'existence d'un niveau de grès et de poudingues, signalé pour la première fois par GAUTIER (98, t. 3) à la base des formations sédimentaires.

Plus au Nord, dans les mêmes niveaux, MM. LÉON BERTRAND et L. JOLEAUD ont recueilli, près de Beravina, des empreintes végétales nombreuses, malheureusement ce ne sont que des débris de feuilles et de petits rameaux à peu près indéterminables. J'ai pu y observer seulement quelques écailles de cône de *Voltzia* et une écaille d'un autre Conifère, quelques rameaux de Conifères, des tiges et des débris de limbe d'Equisétinées se rapportant peut-être à un *Schizoneura*, et enfin un fragment d'organisme rappelant beaucoup *Dictyopteridium sporiferum* Feist. du Permo-Trias de l'Inde.

Au Nord de Beravina, ces couches disparaissent rapidement par suite de leur recouvrement par les grès supérieurs qui viennent s'appuyer directement en transgression sur le bord du Massif cristallin.

Dans leur ensemble ces couches sont inclinées vers l'Ouest avec un pendage de 5 à 10° en moyenne, plus accentué toutefois près du Bongolava. Cependant un anticlinal très net à axe NNW-SSE, passant à quelques centaines de mètres à l'Ouest du poste d'Ankavandra, interrompt la régularité de la stratification. Cet accident s'ennoie assez rapidement vers le Nord et il est probable que c'est lui qui se prolonge jusque dans la région de Folakara où un anticlinal a été signalé lors des recherches de pétrole par sondage dans la région, mais là, les psammites d'Ankavandra n'apparaissent plus à l'affleurement.

Dans la région comprise entre l'avancée du cristallin d'Ankazomangalatsaka et les abords immédiats de Maevatanana, les grès supérieurs sont directement transgressifs sur le bord du Massif cristallin et les psammites d'Ankavandra ne sont pas visibles. Ce n'est qu'au voisinage de Maevatanana, sur le flanc occidental d'un mamelon (ancien Maevatanana), que se retrouvent des affleurements de grès jaunâtres schisteux et micacés comparables à ceux décrits précédemment. M. H. PERRIER DE LA BATHIE a recueilli en ce point des empreintes dans lesquelles ZEILLER (194) a reconnu des feuilles de Conifères voisins de *Voltzia* et se rapportant peut-être à *Pagiophyllum*. J'ai pu observer des échantillons provenant de cette localité

et recueillis par M. PIVETEAU, mais, de même que ceux étudiés par Zeiller, ils ne présentaient que des débris de limbes ou de tiges : ce sont de petites feuilles en crochet, rappelant beaucoup *Pagiophyllum*, qui dominent.

Bien que l'âge relatif de ce niveau ne puisse pas être établi d'une manière précise, il paraît probable, étant donné l'identité de faciès et de position dans la série stratigraphique, que cet âge est le même que celui des psammites d'Ankavandra, c'est-à-dire le Keuper inférieur selon l'hypothèse de Zeiller.

En dehors de la région bordant immédiatement le Bongolava, il semble que certains affleurements argilo-gréseux qui apparaissent sous les grès supérieurs dans les hautes vallées du Manambao et du Ranobe, doivent être rapportées aux couches d'Ankavandra, mais en général, il est difficile d'en avoir la certitude, étant donnée la grande analogie de faciès qui existe entre ces formations de base et les intercalations argilo-gréseuses ou argilo-schisteuses, parfois micacées qui se rencontrent dans les grès supérieurs.

Cependant MM. LÉON BERTRAND et L. JOLEAUD ont signalé (26) la présence d'un tel affleurement au confluent de la Mitsiotaka et de la Betavena, non loin de Bemolanga ; ce sont des marnes vertes sableuses à écailles de poissons et débris de végétaux. Un colon résidant dans cette région, M. Driez, a déclaré y avoir trouvé un Pecten et une Ammonite, ce qui a priori peut sembler au moins douteux.

B. Affleurements du Fonjay et du Moyen Ranobe.

Je m'étendrai un peu plus longuement sur ces formations, que j'ai étudiées en détail en 1924, et qui sont particulièrement intéressantes du fait de l'analogie qu'elles présentent avec les formations permienes du bassin du Haut Onilahy, dans le SW de Madagascar, bien connues aujourd'hui.

A la faveur d'un bombement très accentué de la série sédimentaire, provoqué par la mise en place du gros massif intrusif du Fonjay, des niveaux, analogues aux couches d'Ankavandra et même probablement plus anciens en partie, viennent affleurer en une auréole plus ou moins régulière autour du culot éruptif. Je serai conduit, dans un prochain chapitre, à décrire en détail les abords du Fonjay et par suite à reprendre sur certains points l'exposé de l'allure et des faciès de la série sédimentaire, au voisinage de la roche éruptive, afin de mettre leurs relations en évidence. Je me bornerai donc ici à l'étude des formations sédimentaires, là seulement où le métamorphisme ne les a pas sensiblement modifiées.

a. Complexe schisto gréseux inférieur.

A part quelques petits affleurements isolés sur son pourtour, le complexe schisto-gréseux dont je me propose l'étude constitue, ainsi que je l'ai dit précédemment, une ceinture à peu près continue autour du Fonjay ; toutefois cette bande émet une digitation importante vers le Nord, ayant pour axe la vallée du Ranobe entre le confluent du Manambaroa et celui de l'Andrafiabe. La largeur maximum de l'affleurement est environ 15 km. suivant une direction E-W et sa longueur est voisine de 25 km. du Nord au Sud.

1° Bord oriental de l'affleurement.

En plusieurs points de la vallée du Ranobe, en avant du confluent de la Mitsiotaka, en particulier aux abords du confluent de l'Ambakaka, on aperçoit, sous les grès de Morafenobe

des schistes psammitiques jaunâtres ou rougeâtres, qui renferment quelques traces de débris végétaux : leur faciès est tout à fait comparable à celui des psammites d'Ankavandra. Mais c'est plus loin seulement, dans la vallée de la Besampia, qu'apparaissent les schistes noirs inférieurs.

Vallée de la Besampia.

La vallée de Besampia est presque entièrement creusée dans un complexe comprenant des alternances de schistes noirs, parfois charbonneux, et de grès fins plus ou moins cimentés, verdâtres ou grisâtres, en bancs peu épais, passant souvent à des psammites. Dans cet ensemble s'intercalent fréquemment des sills et des filons de dolérite en relation avec un gros massif éruptif voisin, situé sur la rive occidentale de la rivière. Les couches présentent un pendage assez régulier vers l'Est, variant de 5° à 10° suivant les points considérés (Pl. V, fig. 1). Au Mont Ambakaka qui se dresse à une cinquantaine de mètres au-dessus du niveau de la rivière et sur sa rive droite, on observe la succession suivante de haut en bas (fig. 4) :

4. Banc de grès épais couronnant la colline dont le sommet présente l'aspect d'un petit plateau (grès de Morafenobe).
3. Argiles schisteuses vertes ou rougeâtres.
2. Grès à bois silicifiés présentant encore l'aspect des grès supérieurs.
1. Alternances : de schistes noirs à empreintes végétales nombreuses, mais malheureusement fragmentaires et généralement indéterminables (tiges d'Articulées, *Schizoneura*; fragments de feuilles *Schizoneura*, *Tæniopteris*, etc.), schistes où s'intercalent souvent des lamelles de charbon entre les feuillets de la roche et pouvant passer ainsi à de véritables petits lits de houille de quelques centimètres d'épaisseur (3 km. en amont du confluent Ranobe-Besampia); de psammites gris ou noirs; de grès gris verdâtre, parfois en peu micacés ou argileux, en bancs peu épais dont la surface présente souvent des ripple-marks et parfois des empreintes diverses difficiles à interpréter (certaines sont peut-être des souches d'arbres de petit diamètre).

C'est seulement la partie supérieure de ce dernier niveau qui peut être considérée comme équivalente aux psammites d'Ankavandra, malgré qu'il m'ait été impossible d'y découvrir *Estheria minuta*. Le faciès des couches les plus basses est nettement différent par suite

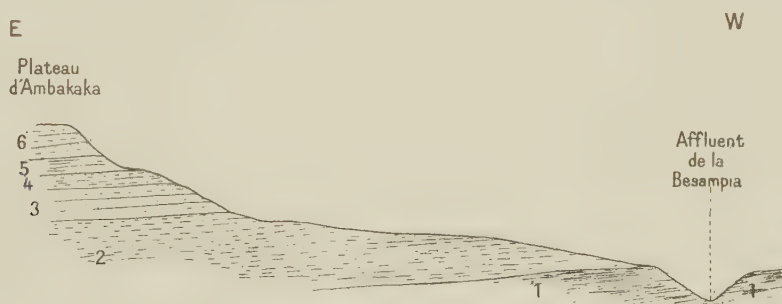


Fig. 4. — Bord oriental du Massif du Fonjay (échelle 1/5000).

1. Grès et schistes noirs. — 2. Schistes, psammites et grès verdâtres (couches d'Ankavandra). — 3. Grès à bois silicifiés. — 4. Alternances de grès et d'argiles schisteuses verdâtres. — 5. Argilites vertes. — 6. Grès en gros bancs à bois silicifiés.

de la présence de schistes charbonneux. Toutes ces formations sont d'origine peu profonde, puisqu'il existe fréquemment des ripple-marks à la surface des bancs, mais rien ne peut permettre de préciser le degré de salure des eaux dans lesquelles ces dépôts ont pris naissance.

Vallée du Ranobe entre les confluent de la Besampia et de l'Andreforefo.

Ces mêmes formations affleurent d'une manière à peu près continue, vers le Nord, dans la vallée du Ranobe, entre le confluent de la Besampia et celui de l'Ampoza, non loin de l'ancien village du même nom. Étant donné la densité exceptionnelle de la végétation dans cette contrée et l'action des agents atmosphériques, c'est seulement dans les vallées que se rencontrent des coupes relativement fraîches de la série sédimentaire.

Entre le confluent de la Besampia et celui de l'Andreforefo, les berges du Ranobe présentent encore des alternances de schistes à empreintes végétales, de psammites et de grès fins, le tout généralement coloré en noir ou en gris verdâtre. J'ai fréquemment observé, dans ces formations, principalement dans des grès schisteux, la structure appelée « cone-in-cone », elle se rencontre dans des bancs très minces, de 2 à 5 cm. d'épaisseur : la roche est presque entièrement constituée par de petits cônes emboîtés, à axe vertical et dont la surface, presque lisse, présente seulement quelques sillons transversaux ; l'intérieur de ces cônes est presque toujours occupé par une cavité ce qui les rend très fragiles. Un gros banc de grès surmonte cet ensemble, formant généralement une falaise abrupte, haute de 5 à 6 m. qui domine le fleuve. De très nombreuses intrusions doléritiques, sills et filons, traversent ces formations, principalement les schistes, en les métamorphisant.

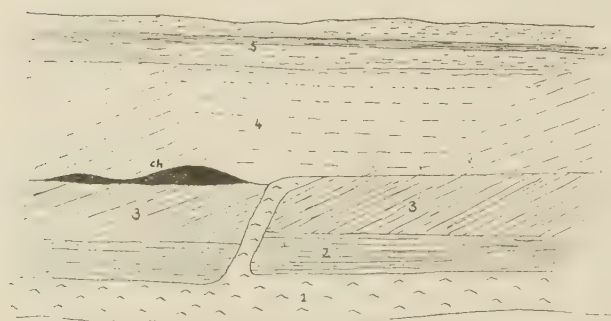


Fig. 5. — Berge du Ranobe, rive droite, près du confluent de l'Andreforefo.

1. Dolérite. — 2. Schistes noirs. — 3. Schistes noirs à stratification oblique. — 4. Gros banc de grès à stratification entrecroisée. — 5. Schistes et psammites — ch. Charbon.

Au confluent de l'Andreforefo, sur la rive droite du Ranobe, la berge présente une coupe intéressante (fig. 5 et Pl. I, fig. 4) montrant d'une part l'allure entrecroisée de la stratification qui donne l'illusion, par places, d'une discordance entre les schistes et le banc de grès qui les surmonte, et d'autre part la présence, dans le contact, de lentilles d'un charbon tendre et beaucoup moins schisteux que celui des autres affleurements connus dans la région. En remontant le cours de l'Andreforefo, on quitte très vite la série schisteuse pour entrer dans un complexe gréseux et psammitique qui se prolonge, avec seulement quelques intercalations argileuses, jusqu'au Mont Andreforefo.

Rive droite du Ranobe au Nord du confluent de l'Andreforefo.

Entre les confluent de l'Andreforefo et celui de la Tsarandevy, le lit du Ranobe est entaillé dans le complexe schisto-gréseux : les bancs de grès y sont souvent épais et quelques intercalations de charbon, peu importantes d'ailleurs, y ont été signalées pour la première fois par M. Dumas. De nombreux filons-couches et un petit laccolite sont entamés par le fleuve le long de ce parcours. Le confluent de la Tsarandevy est situé dans une zone d'affleurement des grès qui surmontent la série schisteuse de base, constituant ainsi une sorte d'ensellement. Or, en remontant le lit de la Tsarandevy, jusqu'au pied occidental du Mont Andreforefo, on constate la continuité parfaite des formations gréseuses en gros bancs (Pl. 1, fig. 5) sans intercalations schisteuses ou psammitiques, qui pourraient être assimilées aux couches d'Ankavandra, depuis le Ranobe jusque vers la source du torrent où abondent les bois silicifiés. Il me paraît indiscutable que ces dernières formations sont équivalentes des grès de Morafenobe étant donné leur faciès et la nature franchement argileuse et non plus schisteuse des intercalations qui s'y rencontrent. Le niveau des couches d'Ankavandra, s'il ne manque pas ici, est donc représenté par un faciès franchement arénacé bien différent de celui qui s'observe généralement ; il existe tout au plus, près du

Ranobe, quelques zones un peu micacées vers la base des grès en gros bancs. Cette disposition se retrouve d'ailleurs dans les lits des affluents de la rive droite du Ranobe jusqu'à la région d'Ampoza. Dans la vallée de la Masiakampy, les grès en gros bancs, équivalents de ceux de Morafenobe, affleurent à moins d'un kilomètre du Ranobe. L'Andrafiabe ou Ambatolafia fournit aussi une coupe analogue ; pendant 2 ou 3 km., en remontant le cours de la rivière, on traverse des alternances de schistes noirs, parfois charbonneux, de psammites et de grès en bancs minces, puis on atteint les grès triasiques francs avec troncs silicifiés. (M. Driez m'a assuré que l'Andrafiabe était traversée, un peu en amont de contact, par un gros tronc mi-silicié, mi-lignitifé, mais je n'ai pas pu vérifier personnellement cette assertion).

Vallée du Ranobe et sa rive gauche au Nord du confluent de l'Andreforefo.

A l'Ouest de la bordure des grès de Morafenobe qui viennent d'être signalés, sur la rive droite du Ranobe et à faible distance du fleuve, le complexe schisto-gréseux ne constitue plus qu'une bande étroite qui prolonge vers le Nord le Dôme du Fonjay. A 500 m. au Nord du confluent de la Tsarandevy, les schistes reparaissent dans le lit du Ranobe, par suite du relèvement des grès superposés. Entre ce point et le confluent de l'Ampoza, c'est constamment dans ce complexe schisto-gréseux qu'est creusée la vallée principale. Les faciès y sont en général les mêmes que ceux déjà décrits : des schistes noirs avec intercalations de petits lits de charbon alternent avec des grès schisteux verdâtres, des psammites gris ou verdâtres et des grès fins en bancs peu épais le plus souvent. Cependant quelques particularités de ces formations méritent d'être signalées.

Les couches de charbon, découvertes par M. Perrier de la Bathie, atteignent parfois une assez grande épaisseur, jusqu'à 1 m. aux abords du sondage de Masiakampy, ainsi que M. Dumas l'a observé. Toutefois ces niveaux passent latéralement à des schistes charbonneux et même probablement, autant que les affleurements visibles permettent de s'en rendre compte, à des schistes francs ; en particulier, il ne m'a pas été possible de retrouver la prolongation des couches de houille du sondage de Masiakampy dans les ravins avoisinants, bien que leur pendage soit tel qu'elles devraient y affleurer. Ces constatations, jointes à celles qui concernent la manière d'être de la sédimentation, doivent faire penser qu'une alternance de régime de delta et de régime lagunaire a présidé au dépôt de ces formations et, par suite, il est peu probable que des couches de charbon continues s'y rencontrent, au moins en surface.

Les grès présentent fréquemment des ripple-marks à la surface des dalles comme dans la vallée de la Besampia, mais de plus, en bien des points, on observe des bancs de grès qui se désagrègent en boules par couches concentriques, comme certaines dolérites de la région. Ce phénomène n'est pas spécial au Trias, je l'ai également observé dans des grès albiens de la région sud d'Antsalova ; il a été signalé aussi dans les couches d'Ecce de la série du Karoo en Afrique Australe.

Au confluent du Manambaroa et du Ranobe, qui se trouve situé en bordure d'un gros laccolite doléritique, les affleurements visibles dans les berges du Ranobe, principalement sur la rive gauche, présentent des formations sédimentaires à faciès aberrant. Ce sont des grès et des conglomérats gris sombre ou noirs avec concrétions calcédonieuses claires, mouches de pyrite, et géodes de quartz, qui alternent avec quelques bancs de schistes légèrement métamorphisés. L'examen des conglomérats m'a permis d'y observer des zones constituées par une roche à pisolites calcédonieux semblable à celle décrite par M. LACROIX (137) et dont il sera question plus loin. Je n'ai pu mettre en évidence aucun élément éruptif dans ces formations et je les considère provisoirement comme purement sédimentaires, mais légèrement métamorphisées par le massif de gabbro voisin ; de plus il est certain que des silicifications secondaires s'y sont produites, contribuant pour une large part à leur donner leur aspect actuel ; je pense que la silice d'apport récent provient de l'altération de

la roche éruptive dont certaines apophyses doléritiques viennent recouvrir les sédiments qui font l'objet de cette étude.

Le rôle des intrusions éruptives dans la constitution de ces roches, soit par métamorphisme lors de la mise en place du magma, soit par épigénèse, avec apports provenant des produits d'altération, est d'ailleurs mis en évidence par le fait que des grès noirs, semblables à ceux du Ranobe, se rencontrent encore en plusieurs points de la région (abords nord du Mont Antsoabe, vallée du Manambaroa et de ses affluents), mais toujours au contact de gros massifs de gabbro ou de dolérite. Ces grès, toujours très sombres, souvent feldspathiques et présentant des zones de silicification secondaires avec quartzine et opale, ont un air de famille indiscutable, cependant leurs gisements respectifs ne permettent pas de les rapporter à un même horizon stratigraphique.

Indices hydrocarburés.

Un dernier fait important, concernant le complexe schisto-gréseux et méritant d'être signalé, est l'imprégnation locale de certains niveaux par des hydrocarbures. Près du confluent de l'Andrafiabe, à 1 km. environ du Nord du sondage et sur la rive gauche du Ranobe, affleure un gros banc de grès dont la cassure fraîche présente une teinte brune caractéristique et une odeur nette de pétrole différente de celle dégagée par les grès bitumineux qui seront décrits dans le Trias. A quelques centaines de mètres de là, vers l'aval, sur la même rive, apparaît sous des couches schisteuses, elles-mêmes subordonnées aux grès, une épaisse formation de schistes gréseux, à nodules de grès compacts qui dégage par une cassure fraîche une forte odeur de pétrole. Cette même roche se retrouve au confluent de l'Andrafiabe où elle avait déjà été observée par MM. Léon Bertrand, Joleaud et Dumas. L'interprétation par une cause purement locale de ces dernières imprégnations, plus exactement par bituminisation sur place de matières organiques contenues dans les nodules, me paraît peu vraisemblable, étant donné l'existence d'autres indices hydrocarburés dans la même région pour lesquels cette explication n'est pas acceptable. Enfin j'ai pu également observer des imprégnations d'hydrocarbures dans des carottes de dolérites extraites du sondage de Masiakampy, situé à faible distance des indices cités plus haut; tantôt les carottes sont imprégnées dans leur masse, tantôt elles présentent seulement des géodes de calcite avec une cavité centrale remplie de pétrole; les sédiments encaissants ne semblent pas avoir été imprégnés. Toutefois, du fait de la grande porosité des grès, il est possible que les hydrocarbures qu'ils pouvaient renfermer lors de leur extraction du forage se soient entièrement volatilisés avant mon passage qui eut lieu six mois après l'achèvement du forage.

Faune.

Les documents paléontologiques que j'ai pu recueillir dans cette partie de la vallée du Ranobe ne sont guère plus caractéristiques que ceux déjà cités. Les schistes noirs et surtout les grès schisteux renferment souvent d'abondants débris végétaux, mais toujours très fragmentaires et indéterminables d'une manière précise; ce sont principalement des tiges d'Articulées (*Schizoneura?*). En outre, on peut observer fréquemment, à la surface des bancs, une multitude d'empreintes et de pistes dont l'interprétation est difficile. Cependant l'étude des carottes provenant du sondage de Masiakampy m'a permis de découvrir, dans les niveaux de schistes noirs principalement, de très nombreuses valves d'*Estheria*, alors que les recherches les plus minutieuses en surface ne m'ont jamais permis d'en observer. Ces Ostracodes sont généralement groupés en amas ou nids dans les plans de clivage; leur taille est très variable, de 1 à 10 mm.; malgré une assez bonne conservation de leur test transformé en pyrite, les détails d'ornementation nécessaires pour préciser l'espèce ne sont pas visibles.

Manifestations volcaniques.

Toutes ces formations sédimentaires, comme celles décrites précédemment plus au Sud, sont traversées par une multitude de filons et de sills, en majeure partie doléritiques, qui sont évidemment en relation avec le massif éruptif du Fonjay. En quelques points, notamment aux abords du Mont Mahanitsy et près du sondage de Masiakampy, quelques venues d'une roche claire qui est une rhyolite ou plutôt un trachyte quartzifère dévitrifié, traversent le lit du Ranobe. Cette roche se présente en couches plus ou moins régulièrement interstratifiées dans les sédiments voisins, avec surfaces ondulées et même parfois presque cordées; malgré ces caractères, les intercalations éruptives ne sont pas suffisamment régulières pour permettre de penser qu'elles sont des épanchements superficiels; ce sont encore probablement des intrusions. D'ailleurs, dans toute cette région, je n'ai jamais rencontré de formations qui puissent être considérées comme des tufs volcaniques.

Par suite de l'abondance des intrusions, l'allure générale des couches de cette région nord du Fonjay est difficile à préciser, car de nombreux bombements locaux sont dus indiscutablement à des venues éruptives qui se sont injectées au milieu des sédiments; cependant le caractère dominant de la tectonique semble être l'existence d'un axe anticlinal sensiblement N-S, peu accentué et situé légèrement à l'Est du talweg de la vallée du Ranobe, dans sa partie comprise entre les confluents du Manambaroa et de l'Andrafiabe. L'importance des intrusions dans cette zone doit faire penser que cet anticlinal, prolongation directe vers le Nord du dôme du Fonjay, est également dû à l'existence en profondeur d'une grosse masse éruptive constituant une apophyse du laccolite du Fonjay. Le fait que les 18 derniers mètres du sondage de Masiakampy ont été forés dans un gabbro à structure ophitique est nettement en faveur de cette hypothèse.

2° Bord occidental et méridional du Fonjay.*Bord occidental.*

La coupe naturelle fournie par la basse vallée du Manambaroa permet de poursuivre sur le bord NW du Massif du Fonjay l'étude du complexe schisto-gréseux du Ranobe. Entre le confluent et la grande boucle à partir de laquelle le cours du Manambaroa prend une direction moyenne SSE, la série sédimentaire affleurant dans la vallée est à peine métamorphisée et présente les mêmes faciès que ceux décrits jusqu'ici. Elle comprend principalement des schistes gris ou noirs alternant avec des grès gris verdâtres plus ou moins micacés et des psammites. Ici encore, les couches se relèvent vers le Fonjay, leur pendage moyen étant NNW; de plus, comme dans la vallée du Ranobe, la série sédimentaire est traversée par un grand nombre de filons et de sills, en majorité doléritiques. Le seul fait intéressant à noter dans la vallée inférieure du Manambaroa est l'existence d'une source salée, sur la rive gauche de la rivière, à 2 km. à vol d'oiseau au Sud de son confluent avec le Ranobe. Cette source est située exactement sur le bord d'un gros massif de gabbro et l'origine du chlorure de sodium que ses eaux tiennent en solution ne semble pouvoir s'expliquer que par l'existence d'une couche de sel gemme, en profondeur, dans les sédiments voisins.

Plus au Sud, dans la vallée de la Betsimahateika, affluent du Manambao, le complexe schisto-gréseux présente un faciès un peu différent de celui observé jusqu'ici; les formations qui affleurent dans le lit de la rivière sont principalement des schistes verdâtres alternant avec des grès en gros bancs et avec des psammites, également verdâtres, renfermant souvent de nombreuses empreintes de débris végétaux indéterminables. L'absence de schistes noirs et de lits de houille ne permet pas de rapporter avec certitude ces niveaux au même horizon que les couches à charbon du Ranobe; il est possible qu'on soit plutôt en présence des couches d'Ankavandra. Sur la carte jointe à cette étude, j'ai cru préférer

nable de ne rattacher à la série de base que la partie inférieure de ces formations, mais je n'ai aucun argument sérieux en faveur de cette interprétation qui n'a comme avantage que de souligner le relèvement des couches vers le Fonjay, c'est-à-dire vers l'Est.

Bord méridional.

Pour retrouver un complexe schisto-gréseux identique à celui du Ranobe, il faut continuer à contourner le Fonjay jusqu'à son bord sud. Là, en particulier au voisinage du confluent de l'Andrafiampela et du Manambao, on observe, sous les gros bancs de grès qui forment des parois escarpées entre lesquelles coule le fleuve, une série sédimentaire comprenant des alternances de grès en bancs minces, de psammites et de schistes verdâtres. Ce sont ces formations, présentant un pendage accentué vers le Sud, environ 5° au confluent, que l'on traverse en remontant le lit de l'Andrafiampela; très vite des schistes noirs font leur apparition et malgré l'absence de couches charbonneuses, leur identité avec ceux du Ranobe ne saurait être mise en doute. J'ai pu y recueillir de nombreuses empreintes végétales analogues à celles décrites précédemment, mais en outre, un fragment de limbe qui malgré son mauvais état de conservation me paraît devoir être rapporté à un *Gangamopteris*. La présence de *Gangamopteris* dans ces niveaux, si elle venait à être confirmée par la découverte d'autres empreintes en meilleur état que l'unique échantillon que je possède, aurait une importance considérable au point de vue stratigraphique, car elle permettrait d'établir une corrélation rigoureuse manquant jusqu'ici entre le complexe schisto-gréseux du Ranobe et les couches à *Gangamopteris* du bassin de l'Onilahy. Cependant, ici encore, comme en plusieurs points de la vallée du Ranobe, l'horizon d'Ankavandra, s'il existe est réduit à quelques assises de psammites et de schistes verdâtres dont l'épaisseur ne dépasse pas 10 à 20 m. Les grès en gros bancs qui viennent immédiatement au-dessus appartiennent certainement aux grès supérieurs que j'ai appelés grès de Morafenobe; leur situation et leurs relations avec les formations situées au Sud de Manambao ne laissent aucun doute à cet égard.

Bord oriental.

Vers l'Est et le NE, en contournant le Fonjay, ces niveaux restent en profondeur et n'atteignent pas la crête qui relie le Fonjay au Tsimitaratra. Là, les schistes gréseux qui affleurent doivent être rapportés aux couches d'Ankavandra; ce n'est que plus loin vers le Nord, en descendant dans la vallée de la Besampia, que l'on retrouve les schistes noirs dans la région où ils ont été d'abord signalés au début de cette étude.

3° Autres affleurements.

En dehors du pourtour du Massif du Fonjay qui vient d'être décrit, il ne paraît pas exister d'affleurements susceptibles d'être rapportés avec certitude au complexe schisto-gréseux du Ranobe, dans la région moyenne du Pays Sakalave et en particulier dans l'aire anticlinale du Cap Saint-André. Cependant il est possible d'hésiter sur l'âge exact des sédiments métamorphisés qui affleurent dans la vallée de l'Andaka, sur le bord NE de l'Antatika : ces formations transformées en cornéennes et en quartzites appartiennent peut-être, au moins en partie, à la série du Ranobe.

β. *Série intermédiaire; couches d'Ankavandra.*

Ainsi que je l'ai signalé à plusieurs reprises dans le paragraphe précédent, le complexe schisto-gréseux de base est parfois recouvert directement par des grès massifs qui se poursuivent sans transition par les grès à intercalations argileuses et à bois silicifiés de Morafenobe. Les formations psammitiques et schisteuses verdâtres, qui peuvent être considérées comme équivalentes des couches d'Ankavandra, ne se rencontrent que sur une partie du

pourtour du Fonjay; par contre, on les trouve constituant des affleurements plus ou moins étendus, à l'Est de ce massif, à l'Est et au NE de l'Antatika.

Amont du confluent de la Besampia.

J'ai déjà indiqué la présence, sous les grès de Morafenobe, de schistes psammitiques verdâtres ou rougeâtres avec empreintes de débris végétaux, en plusieurs points de la vallée du Ranobe, entre le confluent de la Mitsiotaka et celui de la Besampia. La limite de ces formations et des grès qui les surmontent est imprécise, mais je ne pense pas que l'extension des psammites soit beaucoup plus grande que celle figurée sur la carte au 1/200 000 ci-jointe. L'épaisseur totale de ces couches est en effet assez faible de ce côté du Fonjay, ainsi qu'il résulte de la coupe observée au Mont Ambakaka (fig. 4). En ce point, la présence d'un niveau de grès à bois silicifiés au-dessous d'une épaisse série de schistes ou d'argiles schisteuses rouges et vertes ne permet pas, à mon avis, de ranger ces dernières dans les couches d'Ankavandra; celles-ci, au moins avec leur faciès typique, se trouvent réduites, par suite, à quelques mètres de schistes et de psammites verdâtres qui surmontent le complexe schisto-gréseux à charbon du Ranobe.

Il semble d'ailleurs que la puissance de cette série intermédiaire se réduit rapidement vers l'Ouest, puisque les grès massifs supérieurs viennent reposer directement sur le complexe de base depuis le confluent de l'Andreforefo jusqu'à celui de l'Andrafiabe, sur la rive droite du Ranobe (p. 52).

Vallée du Ranobe en aval du confluent du Manambaroa.

Sur la rive gauche du Ranobe par contre, entre le confluent du Manambaroa et celui de l'Ampoza, apparaissent à nouveau des formations qui semblent, par leur faciès, pouvoir être rapportées aux couches d'Ankavandra. En face du sondage de Masiakampy, en parti-



Fig. 6. — Coupe de la vallée du Ranobe à hauteur du sondage de Masiakampy (échelle 1/7500).

1. Dolérite passant à un gabbro. — 2. Alternances de schistes noirs, de psammites et de grès avec intercalations charbonneuses (ch) et sills de dolérite (ε). — 3. Schistes, grès et psammites verdâtres rubéfiés — 4. Grès à bois silicifiés. — 5. Argiles schisteuses vertes et grès en gros bancs. — 6. Rhyolite prismée.

culier, se dresse sur la rive opposée du Ranobe, une colline dominant le fleuve de 200 m. environ, le Mont Mahanitsy, dont la coupe présente la succession suivante (fig. 6) :

6. Rhyolite prismée couronnant la colline;
5. Marnes vertes et grès en gros bancs (20 m.);
4. Grès à bois silicifiés (40 m.);
3. Schistes et psammites verdâtres rubéfiés (60 m.);
2. Alternances de schistes noirs, de psammites et de grès gris avec sills de dolérite (100 m.);
1. Dolérite à gros éléments passant à un gabbro.

La situation et le faciès du niveau 3 de cette coupe doivent faire penser qu'on se trouve à nouveau en présence de formations équivalentes des couches d'Ankavandra, malgré l'absence d'empreintes végétales.

En aval d'Ampoza, dans la vallée du Ranobe, ainsi qu'en bordure du complexe schisto-gréseux situé à l'Ouest du Fonjay, les psammites et les grès schisteux de la série intermédiaire affleurent largement. Il est toutefois difficile de les délimiter d'une manière précise, aussi bien vers l'Est, du côté des schistes noirs, que vers l'Ouest, du côté des grès de Morafenobe. Les affleurements de la vallée du Ranobe présentent parfois un faciès un peu différent de celui qui a été décrit jusqu'ici; au confluent de l'Antahotakana, en particulier, des schistes fins ardoisiers constituent en majeure partie la berge du Ranobe sur sa rive droite, mais je ne pense pas que cette manière d'être ait une autre raison que le métamorphisme dû aux intrusions doléritiques et rhyolitiques voisines. D'ailleurs, sur plusieurs kilomètres en amont de ce confluent, les formations sédimentaires sont presque constamment métamorphisées par de nombreuses venues de dolérites, de trachytes et de rhyolites qui y sont interstratifiées. En aval du confluent, et jusqu'au confluent de l'Andaka, la série sédimentaire, qui affleure dans le lit du Ranobe, comporte des grès parfois micacés, des psammites et des schistes gris ou verdâtres qui, malgré l'absence d'empreintes végétales, doivent, je crois, être rapportés à l'horizon d'Ankavandra. Ces formations s'ennoient lentement vers l'Ouest, cependant elles affleurent à nouveau dans l'axe d'un petit anticlinal, signalé par MM. Léon Bertrand et L. Joleaud, qui traverse l'Ankolaïvotsy non loin de son confluent avec le Ranobe, au SE de Tsimirandro.

Bord ouest du Fonjay.

La vaste étendue de territoire comprise entre le Fonjay, le Ranobe, l'Antatika et le Manambao est constituée par des grès et des argiles vertes parfois un peu micacées et schisteuses, qui présentent beaucoup d'analogie avec les grès de Morafenobe; toutefois les bois silicifiés caractéristiques de ce dernier niveau ne se rencontrent ici que vers le Sud, près du Manambao. Il est possible, par suite, que ces niveaux représentent, au moins en partie, les couches d'Ankavandra; en l'absence d'arguments sérieux en faveur de cette dernière manière de voir, j'ai préféré rattacher ces affleurements aux grès supérieurs sur la carte ci-jointe.

Sur le bord sud du Fonjay, ainsi que je l'ai indiqué antérieurement, la série intermédiaire manque à nouveau et ce sont les grès de Morafenobe qui viennent reposer directement sur le complexe schisto-gréseux du Ranobe. Il existe tout au plus, près du confluent Andrafiampela-Manambao, un niveau d'une dizaine de mètres d'épaisseur qui pourrait être considéré comme homologue des couches d'Ankavandra.

II. SÉRIE SUPÉRIEURE. GRÈS DE MORAFENOBE

Extension et Puissance.

Les formations permienes et infra-triasiques qui viennent d'être décrites sont recouvertes par une épaisse série arénacée avec intercalations argileuses qui occupe, ainsi qu'il est indiqué dans l'aperçu géographique, une superficie considérable, tant entre le Bongolava et les plateaux calcaires qu'autour des affleurements cristallins de l'aire anticlinale du Cap Saint-André. Ainsi qu'il ressort du paragraphe précédent, la limite inférieure de ces grès est parfois difficile à préciser, principalement dans la vallée du Ranobe ou autour du Fonjay, où leur base semble être l'équivalent latéral des couches d'Ankavandra. La limite supérieure est généralement bien nette, au moins le long du Bemaraha où elle est marquée par le passage brusque d'un faciès détritique à des calcaires dolomitiques massifs. En

bordure de l'Ikavo et de l'Ankara, la présence de récurrences gréseuses dans les marnes et les calcaires de la base du Lias rend un peu plus délicate la séparation de ces deux niveaux, ainsi que je l'indiquerai plus loin. Enfin dans l'aire anticlinale du Cap Saint-André, où les grès crétacés reposent souvent directement sur le Trias, la différence des faciès permet en général assez facilement la détermination de la surface de contact.

L'épaisseur totale de cette série est très variable, bien que très grande dans la plupart des cas. C'est en bordure du Bemaraha que cette puissance semble être maximum : la différence de cote entre la base de la formation près d'Ankavandra et son sommet aux environs de Tsiandro est de 400 à 500 m.; en tenant compte du pendage (1 à 3° vers l'Ouest) des couches entre ces deux points, qui sont écartés de 30 km., c'est près de 1000 m que doit atteindre le Trias supérieur. Il n'est d'ailleurs pas tenu compte, dans cette évaluation, du fait que le massif cristallin s'enfonce vers l'Ouest avec une pente beaucoup plus rapide que celle des formations sédimentaires qui le recouvrent en transgression; un sondage effectué près de Maroboaly, à moins de 20 km. du Bongolava, a atteint la profondeur de 870 m. sans rencontrer les schistes cristallins, mais il est probable qu'une partie notable de cette épaisseur correspond aux couches d'Ankavandra. Sur le pourtour des dômes cristallins de l'Ambongo, ainsi que sur le bord méridional de l'Ikavo, la puissance totale du Trias n'est plus que de quelques centaines de mètres; près de Maevatanana et dans la région d'Ambohipaky, elle ne dépasse guère 100 m.

Constitution lithologique.

Les caractères lithologiques de cette série supérieure sont remarquablement uniformes dans le temps et dans l'espace. Les grès constituent l'élément dominant; ils sont généralement peu cimentés, passant à des sables, ainsi que l'ont fait remarquer MM. L. Bertrand et Joleaud; parfois ils sont arkosiques. Leur coloration varie du rose au jaune, mais ils peuvent être panachés de teintes vives, rouge et blanc le plus souvent. Le type le plus répandu est à grain assez fin, cependant certains niveaux se chargent de petits galets de quartz et peuvent même constituer de véritables poudingues. Des intercalations argileuses, d'importances très diverses se rencontrent communément dans ces grès; ce sont généralement des argilites un peu sableuses ou un peu schisteuses, gris-verdâtre ou bleuâtre le plus souvent, mais parfois aussi panachées de vert et d'amarante. Je n'ai jamais observé d'échantillons renfermant une proportion notable de carbonate de calcium aussi je pense qu'il est préférable d'abandonner le terme de marnes qui a souvent été appliqué à cette formation.

Les grès comme les argilites présentent très souvent de remarquables exemples de structure entrecroisée (fig. 7), mais de plus on peut observer fréquemment le passage latéral d'un banc argileux à un banc gréseux ou inversement. Il résulte de cette disposition de grosses



Fig. 7. — Stratification entrecroisée dans les grès et les argilites du Trias (1 km. à l'Est de Tsiandro).

difficultés pour déterminer la direction et le pendage des couches; seul l'examen de gros ensembles permet de se rendre compte de l'allure moyenne de la stratification en un point déterminé. Les grès très massifs ne se présentent généralement pas en véritables

bancs ; quant aux argilites, elles constituent presque toujours des zones lenticulaires et non des couches continues, ainsi que MM. Bertrand et Joleaud l'ont fait remarquer.

Par suite de leur faible cohésion, les grès ne constituent que très rarement des rochers escarpés ou ruiniformes, mais seulement des talus à faible pente dans lesquels toutefois, par suite d'une érosion plus active, peuvent se creuser des ravins à parois verticales. Les argiles jouent surtout un rôle important grâce à leur imperméabilité, permettant l'accumulation des eaux dans les dépressions.

Faune et Flore.

Les restes fossiles sont extrêmement rares dans ces formations, à l'exception de bois silicifiés qui abondent en certains points ; ce sont des troncs de Conifères épigénisés en opale et rapportés par RENAULT (104, p. 67) aux genres *Araucarioxylon* KRAUS et *Cedroxylon* KRAUS. FLICHE (93) a également signalé un *Araucarioxylon* à la limite du Lias et de l'Oolithe, dans une région voisine ; certains paraissent se rapprocher plutôt de *Dadoxylon*. La présence d'amas de rameaux et de feuilles de *Voltzia* ou de *Pagiophyllum* dans certains niveaux, à la base des grès supérieurs (Macvatana), peut faire penser que les troncs du type *Araucarioxylon* au moins, ne sont que des troncs de *Voltzia* ou de *Pagiophyllum*. Des associations de feuilles de ces genres avec des bois du type *Araucarioxylon* ou *Dadoxylon* ont, en effet, été fréquemment observées en d'autres régions. Ici toutefois la coexistence des feuilles et des troncs dans un même niveau n'a jamais été constatée ; aucun débris de limbe ou de rameau isolé ou rattaché aux troncs n'a même jamais été observé dans les grès de Morafenobe. Ce fait, déjà signalé maintes fois, indique évidemment un long flottage dans des eaux agitées avant l'enlèvement des arbres entraînés. GIRAUD (107) avait contesté l'âge triasique de ces bois silicifiés ; il leur attribuait un âge beaucoup plus récent que les grès sur lesquels ils reposent, prétendant qu'en aucunas ils ne se présentent engagés dans la roche sous-jacente. Cette opinion n'a d'ailleurs pas prévalu et a été abandonnée ; en fait, j'ai pu observer souvent personnellement des troncs silicifiés partiellement engagés dans les grès et par suite datés d'une manière indiscutable (Pl. I, fig. 6).

En dehors de ces bois silicifiés, très abondants en certains points, le seul fossile cité dans les grès de Morafenobe est une empreinte de poisson, *Ceratodus acutus* PRIEM, provenant avec quelque doute de la région de Folakara et considéré par PRIEM (177) comme une espèce du Jurassique inférieur. Enfin PERRIER DE LA BATHIE signale (164, p. 217) « quelques empreintes indécises trouvées près d'Ambatomainty », mais sans préciser plus.

Les documents paléontologiques qui viennent d'être énumérés sont évidemment insuffisants pour dater avec quelque précision la série des grès de Morafenobe et il est naturel que de longues discussions aient eu lieu sur ce sujet jusqu'au jour où la découverte d'une faune triasique par MM. L. Bertrand et Joleaud, au sommet de la formation, dans l'Ankarakely, démontra que l'ensemble devait être rapporté au Trias. Je reviendrai un peu plus loin sur cette faune.

Répartition et variations de faciès.

a) Entre le Bemaraha et le Bongolava,

Dans la région comprise entre le Bemaraha et le Bongolava, le complexe arénacé présente peu de caractères spéciaux. Jusqu'au Nord de Beravina-en-terre, ainsi que je l'ai

signalé dans le chapitre précédent, les grès de Morafenobe reposent sur les couches d'Ankavandra; c'est seulement plus loin vers le Nord qu'elles viennent s'appuyer en transgression sur le bord du massif cristallin. Les variations de faciès dans l'épaisseur de la série ne sont jamais très importantes; on peut seulement remarquer une tendance à des colorations plus vives vers le sommet, au-dessous de la barre calcaire qui surmonte la falaise du Bemaraha. En même temps que les grès prennent des tons panachés de rouge et de blanc, les niveaux argileux deviennent plus réguliers et plus continus, tandis que les argiles se nuancent de teintes lie-de-vin et de vert. Il est remarquable que ces tons bigarrés se trouvent surtout vers le sommet des grès triasiques.

Les phénomènes secondaires de silicification sont très fréquents dans cette région (NW d'Ankavandra, Est de Morafenobe, etc.); au milieu de bancs de grès normaux, peu cimentés, s'intercalent des zones concrétionnées de calcédoine et d'opale, formant généralement des lits irréguliers ou des amas lenticulaires. Accidentellement, on peut observer de telles zones silicifiées verticales, formées probablement sur le trajet d'anciennes diaclasses. MM. BERTRAND et JOLEAUD (32, p. 8) ont insisté sur la fréquence de cette dernière disposition qui a pu parfois être confondue avec des dykes basaltiques. Les silex ainsi formés sont généralement jaune pâle ou blanchâtres mais assez souvent ils sont colorés en rouge par de l'hématite. L'origine de tels phénomènes d'épigénèse pourrait donner lieu à de longues discussions; pour ma part, je ne crois pas que la siïce secondaire provienne de dissolutions de quartz dans des niveaux gréseux plus élevés, étant donné l'abondance de ces silicifications en certains points et leur absence totale en d'autres régions. *Je pense plutôt qu'on se trouve en présence d'actions complémentaires de la latéritisation d'anciennes intrusions doléritiques qui recouvraient les grès par places et qui ont été depuis enlevées par l'érosion.*

Les imprégnations bitumineuses sont aussi fréquentes dans cette région: le bitume fortement polymérisé et oxydé est généralement transformé en pissasphalte ou même en asphalte, jouant le rôle de ciment dans les grès. Les niveaux bitumineux ainsi formés constituent le plus souvent des bancs discontinus, faciles à distinguer de la roche normale grâce à leur compacité et à leur coloration brun sombre ou bleuâtre. L'allure lenticulaire de ces zones imprégnées s'explique par le fait que les hydrocarbures sont venus s'accumuler, au cours de leur migration, dans les niveaux les plus poreux qui, étant donné l'allure entrecroisée de la stratification, ne se présentent jamais en lits réguliers et continus. Lorsque l'imprégnation dépasse la saturation, et sous l'action de la chaleur, le bitume s'écoule à l'extérieur de la roche, soit sous forme de petites protubérances isolées, soit sous forme de nappes qui s'étendent plus ou moins loin à la surface du sol, donnant parfois naissance à de véritables mares de pissasphalte. Les gisements de grès bitumineux les plus importants connus, dans cette région, sont: Andranoboka, au NE de l'entrée des gorges du Manambolo; Maroboaly et Folakara, où de nombreux sondages ont été effectués vers 1910, recoupant des couches imprégnées jusqu'à de grandes profondeurs (800 m.); Ambararatabe, Bemaimbo, Bemolanga et Bedoa, à l'Est de Morafenobe. Dans cette dernière contrée, plusieurs sociétés privées et la colonie ont effectué des recherches qui ont démontré l'existence de gros tonnages de grès exploitables, présentant des teneurs moyennes voisines de 10 %, mais aucune méthode de traitement applicable industriellement n'a encore pu être mise au point jusqu'ici.

L'étude des phénomènes éruptifs fera l'objet d'un paragraphe ultérieur, cependant il n'est pas possible de passer entièrement sous silence les dykes et les diverses intrusions doléritiques qui abondent dans cette région et qui, par leur dureté, jouent un rôle important dans le modelé. Les filons constituent fréquemment l'armature de collines ou de crêtes rectilignes qui s'étendent sur de très grandes longueurs; souvent les épontes de grès durcis contribuent également à la formation de ces lignes de relief. Il existe en outre de nombreux dykes entièrement latéritisés et par suite peu visibles, leur résistance à

l'érosion étant de même ordre que celle des grès encaissants. Lorsque le filon est doléritique, la latérite rouge sombre se détache assez bien sur le fond gréseux plus clair ; par contre, lorsque la roche éruptive est une rhyolite, la latérite claire, parsemée de grains de quartz, se distingue difficilement des sédiments environnants. Malgré leur état d'altération, ces dykes jouent souvent un rôle important dans le relief : la plupart des collines escarpées qui ne sont pas des massifs éruptifs présentent de nombreux filons plus ou moins latéritisés et souvent peu visibles. La colline de Morafenobe, sur laquelle sont construits le poste administratif et les bâtiments du Service des Mines, et la colline portant le poste d'Ambatomainy sont des exemples typiques de cette disposition. L'Ampoaracola E (près de Bemaimbo) et l'Ambohibe E ont également une armature formée de nombreux filons, mais les roches éruptives y sont moins altérées.

b) Région de Morafenobe. — Vallée du Manambao.

La série des grès supérieurs ne change pas sensiblement de faciès vers le Nord. A Morafenobe, dont le nom m'a servi à qualifier la formation, les plateaux de l'Isalo étant trop éloignés pour qu'il soit possible de conserver le terme usité dans le Sud, les grès et les argilites présentent leurs faciès les plus typiques. Dans la vallée du Manambao et de ses principaux affluents, on constate seulement presque partout où l'érosion est active, la présence de gros bancs de grès gris-verdâtre, mieux cimentés qu'en surface, qui correspondent probablement aux niveaux les plus inférieurs de la série. Cependant les affleurements de ces mêmes bancs, soumis depuis très longtemps à l'action des agents atmosphériques et parcourus par les eaux d'infiltration, deviennent jaunâtres ou roses et perdent leur cohésion. Les argilites intercalées dans ces formations sont parfois schisteuses et micacées (Ambalarano), verdâtres ou gris sombre et il est parfois difficile de les distinguer des schistes d'Ankavandra. Les affleurements du Haut Ranobe et de la Mitsiotaka présentent parfois aussi ces caractères qui les ont fait quelquefois rapporter au Trias inférieur ; je préfère pour ma part ne pas les séparer des grès de Morafenobe, car en bien des points leur faciès est identique ; les argilites qui affleurent dans le lit de la Mitsiotaka et de la Belitsaka près de Mijada ne diffèrent pas de celles décrites précédemment. D'autre part les bois silicifiés qui semblent pouvoir caractériser la série supérieure se rencontrent souvent ici.

Vers l'Est, aux abords du Bongolava, la série sédimentaire change un peu d'aspect. La plaine de Marotselo est couverte de cailloutis bien roulés qui proviennent probablement en partie de la désagrégation de poudingues triasiques (éluvions), mais peut-être aussi en partie de dépôts beaucoup plus récents. En bordure du massif cristallin, on observe des grès tendres violacés qui s'appuient souvent directement sur les gneiss et les granites du Bongolava. Parfois, un conglomérat apparaît dans le contact, mais jamais les couches d'Ankavandra ne s'y rencontrent. Le massif cristallin s'ennoe ici avec une pente très faible sous les formations sédimentaires, car un important affleurement de gneiss, d'amphibolites et de pegmatites, formant un îlot au milieu des grès triasiques, s'étend en avant du Bongolava, dans la partie sud de la plaine de Marotselo, jusqu'à l'ancien village d'Ambonary.

Les phénomènes de silicification secondaire sont surtout fréquents à l'Est de Bemolanga, au voisinage des monts Bekaratsaka, tandis que les bois silicifiés sont particulièrement abondants à l'Ouest de Morafenobe. En certains points, près d'Antanandava ou d'Ambalarano, le sol est jonché de troncs fragmentés qui avaient déjà frappé M. GAUTIER (104, p. 67). Le plus gros d'entre eux, signalé par tous les explorateurs de la région, est situé sur le flanc oriental de l'Ampoaracola W entre Bemarivo et Antanandava ; il mesure plus de 2 m. de diamètre moyen et 20 m. de longueur dans sa partie visible (Pl. I, fig. 6). Il est remarquable que ces bois silicifiés sont particulièrement nombreux à la partie inférieure des bancs de grès, au voisinage d'intercalations argileuses. Des troncs mi-silicifiés, mi-lignitiés m'ont été signalés à plusieurs reprises par des colons, mais il ne m'a pas été possible d'en observer personnellement.

Dans cette région, comme plus au Sud, les dykes de rhyolites et de dolérites abondent, constituant des crêtes rectilignes, mais en outre d'autres intrusions, plus massives, qui seront étudiées ultérieurement, contribuent à rompre la monotonie du modelé des grès. D'autre part, contrairement à ce qui a été indiqué jusqu'ici, le long du Bongolava, les couches sont presque horizontales ainsi que M. PERRIER DE LA BATHIE (164, p. 212) l'a observé; elles présentent seulement quelques ondulations difficiles à préciser par suite de la structure entrecroisée de ces formations.

c) **Entre l'Ikavo-Ankara et le Bongolava.**

Plus loin encore vers le NE, lorsqu'on s'engage dans l'étroite aire déprimée enserrée entre le Bongolava et le rebord des causses de l'Ikavo et de l'Ankara, on observe, dans la série de Morafenobe, une tendance générale à des colorations plus vives des grès et des argiles, surtout vers le sommet. Ce fait, signalé par M. PERRIER DE LA BATHIE (164, p. 215), s'accompagne souvent d'une prédominance des dépôts grossiers: sur le bord de l'Ikavo, en particulier, les grès sont souvent chargés de petits galets de quartz blanc, il en est de même dans la vallée de la Mahavavy, au Nord de Kandrehô. Il est possible que ce faciès, qui se retrouve en bordure des dômes cristallins au Cap Saint-André, soit en rapport avec l'existence à faible profondeur d'un autre massif cristallin situé au-dessous de l'Ikavo.

Dans cette région, d'ailleurs, sur toute la longueur du Bongolava, sauf aux abords immédiats de Maevatanana, les grès de Morafenobe reposent directement sur les schistes cristallins, ainsi que je l'ai indiqué plus haut. En quelques points, le contact est bien visible: en particulier, au col situé entre les sources de la Kabosy et de l'Ambaheva (Pl. I, fig. 7), le Trias s'appuie sur les gneiss à amphibole du massif cristallin par l'intermédiaire d'un conglomérat à éléments de roches cristallophylliennes. D'une manière générale, bien que ce contact soit très incliné en certains points, il ne saurait être considéré comme anormal et résulte d'une transgression des mers triasiques sur une côte presque abrupte.

En plusieurs points et notamment à l'Ankazomangalatsaka et au voisinage du col de la Kabosy, des îlots importants de grès reposent sur les schistes cristallins du Massif Central, à quelques dizaines de mètres au-dessus du pied du Bongolava. Malgré leur allure plus horizontale que celle de l'affleurement principal, il est certain que ce sont simplement des lambeaux, isolés par l'érosion, de l'ancienne couverture triasique qui s'étendait beaucoup plus loin qu'aujourd'hui vers l'Est, partout où la pente du Bongolava est faible.

Au voisinage de Maevatanana, des grès schisteux et des psammites décrits précédemment et correspondant vraisemblablement aux couches d'Ankavandra, apparaissent dans le contact des grès massifs et du cristallin.

C'est seulement dans sa partie supérieure, le long de la falaise qui borde l'Ikavo et l'Ankara, que la série gréseuse change de faciès d'une manière sensible. A l'Ankarakely, dont la coupe sera donnée plus loin (p. 80), au Beronono et, en général, en un point quelconque de la falaise, entre l'Ikavo SW et les abords de Belavenona, on observe la succession suivante de haut en bas:

5. Calcaires fossilifères du Lias formant un abrupt de 10 m.
4. Argiles bariolées à gypse et lignite (20 à 50 m.).
3. Alternances de bancs minces calcaires et gréseux (5 m.).
2. Argiles à lignite et schistes bitumineux (5 m., pouvant manquer).
1. Masse principale des grès de Morafenobe.

Je pense qu'il y a lieu de rapporter au Trias dans cette série, outre la masse gréseuse principale 1, les niveaux 2, 3 et peut-être 4. En effet, le niveau 5 est certainement liasique

étant donné sa faune (*Spiriferina rostrata*, etc.) qui sera étudiée en détail ultérieurement; d'autre part, MM. LÉON BERTRAND et JOLEAUD (29) ont signalé *Myophoria vulgaris* et *Mytilus psilonoti* dans un niveau comportant des alternances de grès et de calcaires qui ne peut être que le niveau 3. Dans ces conditions, seul l'âge des argiles bariolées à gypse, mais sans fossiles, qui supportent directement les calcaires du Lias moyen ou supérieur, ne peut être déterminé d'une manière précise. Cet horizon limite forme un talus à faible pente ou même un palier accidenté de dolines qui se suit d'une façon continue sur le flanc des falaises limitant l'Ikavo et l'Ankara ainsi que sur les deux versants de la vallée de la Mahavary jusqu'au voisinage de Bekodia où il traverse le fleuve. Le fond de la vallée en amont de ce village, ainsi que le talweg des principaux affluents sur plusieurs kilomètres en amont de leurs confluent, sont occupés par des affleurements de grès triasiques.

Je n'entrerai pas ici dans plus de détails sur les termes les plus élevés de la série des grès de Morafenobe dans la région sud des causses de l'Ikavo et de l'Ankara; je serai amené, en effet, à en reprendre la description détaillée dans l'étude du Lias.

d) Pourtour des dômes cristallins de l'Ambongo Sud.

Dans l'Aire anticlinale du Cap Saint-André, au Nord du Ranobe, les affleurements des grès de Morafenobe occupent encore de vastes étendues: ils entourent presque complètement les dômes cristallins de Bekodoka et d'Ambohipaky et aussi les plateaux créacés et éruptifs de la Haute-Manangoza et du Moyen-Sambao.

Dans l'ensemble, le faciès de ces dépôts triasiques ne diffère pas de celui des régions décrites précédemment: les grès présentent toujours une cohésion faible qui pourrait parfois les faire considérer comme des sables, leur coloration est toujours claire, rose ou jaunâtre; les intercalations d'argiles schisteuses verdâtres sont fréquentes et la structure entrecroisée est la règle (fig. 7). Enfin, les bois silicifiés sont encore très communes en certains points (Mahabe, Bokarafo, etc.) et ne manquent que très rarement.

En plusieurs points, des lambeaux importants de grès triasiques qui ont échappé à l'érosion recouvrent encore les schistes cristallins du dôme de Bekodoka. Cette disposition qui paraît avoir échappé à la plupart des explorateurs qui ont parcouru la région est certainement, ainsi que je l'ai indiqué (14), la raison des variations considérables de contours et d'extension du massif cristallin sur les diverses esquisses géologiques de la région parues jusqu'à ce jour. M. DECARY (74) lui-même, qui a cependant signalé le petit îlot de grès d'Ambanjabe, a été conduit par ses itinéraires à considérer l'affleurement triasique de Mahabe comme le bord oriental du dôme cristallin. En fait, c'est encore un lambeau isolé, de forme elliptique, long suivant son grand axe SW-NE de plus de 20 km, et large de 10 km. environ; cet affleurement est encore formé de grès tendres, identiques à ceux de Morafenobe avec nombreux bois silicifiés et importantes intercalations d'argiles vertes. Vers l'Est, il n'est séparé de la bordure triasique qui limite les schistes cristallins que par un isthme étroit de gneiss et de quartzites sur lequel se rencontrent encore de petits îlots de grès. Un peu plus au Nord, la piste de Mahiagidro à Bokarafo traverse encore un petit affleurement isolé de grès du Trias.

Il est certain que d'autres témoins d'une ancienne couverture triasique existent à la surface du dôme de Bekodoka, prouvant d'une manière indiscutable que ce massif cristallin était presque totalement, sinon entièrement, submergé au Trias. La disposition que j'ai pu observer dans le Sud est d'ailleurs très caractéristique à cet égard: ainsi que je l'ai indiqué, la falaise de schistes cristallins qui borde au Nord la rivière Behazomaty, au NW d'Ambatomainty, est couronnée par une couche peu épaisse de grès subhorizontaux qui se réunissent, au NE, à la bordure triasique du dôme cristallin; au pied de la même falaise, à 100 m. plus bas, affleurent à nouveau des grès de la série de Morafenobe qui appartiennent à la bordure méridionale du même massif (fig. 3).

Je n'ai pas suffisamment parcouru le dôme d'Ambohipaky pour affirmer que de tels lambeaux gréseux n'y existent pas. Je n'en ai pas figuré sur la carte n'en ayant pas observé, mais je ne serais pas surpris qu'un affleurement assez étendu de grès du Trias soit un jour signalé sur les plateaux situés à l'Ouest de Bevary, dans la partie SE du dôme. Il est en tout cas vraisemblable que le dôme d'Ambohipaky, comme celui de Bekodoka, ait été recouvert par les dépôts arénacés du Trias.

Sur le pourtour des deux dômes cristallins, je n'ai pu observer en aucun point l'existence d'un niveau présentant le faciès des couches d'Ankavandra; presque toujours les dépôts transgressifs présentent, ainsi d'ailleurs que les lambeaux isolés qui viennent d'être cités, le faciès normal des grès de Morafenobe. Toutefois, principalement sur le bord ouest du dôme de Bekodoka, ces grès se chargent du nombreux galets de quartz blanc. Souvent, près d'Ambararata par exemple, les schistes cristallins latéritisés et recouverts de sables d'origine éolienne peuvent se confondre assez facilement avec les grès; la présence de galets au lieu de fragments non roulés de quartz de filon est alors le meilleur critérium pour distinguer les deux terrains. Sur le bord septentrional du massif cristallin d'Ambohipaky, près de l'extrémité NW des monts Kijomby-vavy, j'ai observé une arkose grise régulièrement stratifiée qui présente des caractères bien différents des grès de Morafenobe, mais qui cependant ne peut pas être assimilée aux niveaux du Trias inférieur.

Il paraît certain, étant donné les faits qui viennent d'être rapportés, que les deux dômes cristallins existaient déjà sous forme de hauts-fonds dans la mer triasique et que leur apparition ne peut être considérée comme due uniquement à l'existence d'une vaste anticlinal post-triasique à grand rayon de courbure. Un seuil, probablement émergé, existait déjà sur l'emplacement des dômes cristallins durant le Permien.

e) Nord du Ranobe.

Entre le bord sud du dôme de Bekodoka et le Ranobe et plus loin vers l'Ouest, au Nord du Ranobe, s'étendent de hauts plateaux : l'Ankilikamba et le Mahafoka, formés par des horizons très élevés de la série arénacée triasique. Le plateau de Mahafoka, en particulier se termine vers le Sud par une falaise de 100 m. environ de hauteur, profondément indentée (fig. 22) et constituée par des grès reposant sur des argiles schisteuses vertes et lie-de-vin; sur le plateau lui-même, les niveaux de grès présentent souvent des zones fortement colorées, rougeâtres ou verdâtres, alternant avec des zones blanches; de fréquentes intercalations d'argilites bigarrées s'y rencontrent également. On peut observer souvent dans cette région les phénomènes de dérubéfaction, amenant la formation de réseaux de veines blanches anastomosées au milieu de bancs de grès rouges, phénomènes qui avaient déjà été indiqués par M. L. BERTRAND dans des régions plus méridionales (25). Ces formations à zones vivement colorées ou bariolées semblent être la prolongation de celles qui ont été citées antérieurement au sud de l'Ikavo et de l'Ankara. Leur position vers le sommet de la série de Morafenobe ne fait pas de doute, car ce sont elles qui supportent, au Nord du plateau de Mahafoka, les grès crétacés formant le plateau de la Haute-Manangoza.

f) Bordure des plateaux jurassiques (Ouest de l'Ikavo).

En bordure de l'Ikavo, dans la falaise qui limite ce causse vers l'Ouest, le sommet du Trias présente les mêmes horizons que dans la falaise méridionale. Entre l'Ikavo W et le Tsiafakantitra, en passant par l'Ankavitra E (près Ampoza), on observe sous les calcaires du Lias supérieur, bien datés par leur faune, le complexe argileux-gréseux suivant :

4. Marnes à gypse.
3. Alternances de grès et de calcaires en bancs minces.
2. Marnes à gypse.
1. Grès massifs de Morafenobe.

L'épaisseur des deux niveaux de marnes à gypse varie d'un point à l'autre et l'un d'eux peut même manquer, mais l'horizon de minces bancs calcaires et gréseux, sans fossiles d'ailleurs, est très constant comme dans la région de la Mahavavy. En le considérant comme l'équivalent de la couche qui a fourni *Myophoria vulgaris* SCHL. à MM. Léon Bertrand et Joleaud, on est amené, comme plus à l'Est, à englober dans le Trias toutes les formations de la série de Morafenobe qui lui sont subordonnées et peut-être aussi les marnes à gypse qui le surmontent.

Au Nord du dôme de Bekodoka, les mêmes niveaux se retrouvent, sous le Lias, dans le versant sud des plateaux de calcaires jurassiques qui prolongent l'Ikavo vers l'Ouest et qui s'étendent en une étroite bande entre les deux dômes cristallins (fig. 8).

NW

SE

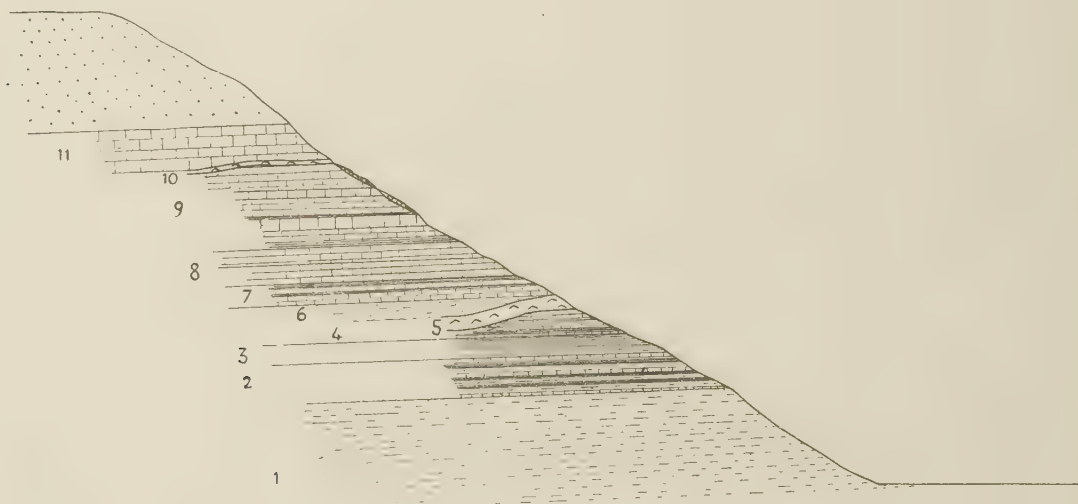


Fig. 8. — Coupe du bord SE du plateau calcaire, entre Tsitanandro et Bevary (échelle 1/2 000).

- 1 Grès tendres rouges et blancs du Trias. — 2. Marnes verdâtres, grès tendres et lits de calcaires. — 3. Marnes grises. — 4. Grès blancs à intercalations de marnes et de calcaires marneux gris sombre en nodules. — 5. Filon-couche de dolérite. — 6. Calcaire bleuâtre et marnes blanches. — 7. Calcaires bruns en plaquettes et lumachelles. — 8. Calcaire marneux gris bleuâtre à Spiriférines. — 9. Calcaires gris bleuâtre tendre à bancs durs. — 10. Filon-couche de dolérite. — 11. Calcaire blanc bréchoïde à Polypiers. — 12. Sable latéritique rougeâtre.

Par contre, sur le pourtour des plateaux crétacés et éruptifs de la Haute-Manangoza et du Moyen-Sambao, je n'ai retrouvé en aucun point les horizons argileux avec gypse et les alternances de minces bancs calcaires et gréseux du Trias supérieur. Même quand une lame de calcaire jurassique subsiste dans le contact des grès crétacés et du Trias (près de l'Anjiamananza, Nord du plateau de Mahafoka), la partie supérieure de ce dernier est formée par les argilites bariolées et des grès massifs. Toutefois, près de l'ancien village de Traotakatra, au NW de l'Ankavitra W., M. Driez a signalé, d'après M. DUMAS (89), la présence d'une couche de gypse d'un mètre de puissance environ; il est possible que ce gypse appartienne à un niveau équivalent aux marnes à gypse du bord de l'Ikavo.

g) Bord occidental des plateaux crétacés et éruptifs de l'Ambongo Sud.

La large bande de Trias, qui s'étend entre les plateaux crétacés et éruptifs de l'Ambongo Sud et les affleurements jurassiques et crétacés longeant la côte, est entièrement formée par les grès de Morafenobe typiques, avec quelques intercalations d'argilites verdâtres. J'ai

observé seulement en un point, à l'Ouest du Mont Bepea, à 3 km. environ au SW du village de bouviers Belitsaka, des schistes gréseux, un peu micacés, gris-verdâtre, qui rappellent, par leur faciès, les couches d'Ankavandra ; malheureusement aucune trace d'organisme n'est visible dans ces niveaux qui ne paraissent pas avoir une grande extension.

RÉSUMÉ STRATIGRAPHIQUE. CONCLUSIONS.

1. — SÉRIE INFÉRIEURE

L'étude détaillée qui précède permet de préciser et de compléter la série stratigraphique qui avait été établie par MM. LÉON BERTRAND et L. JOLEAUD (29) et par M. L. DUMAS (89). Ce dernier auteur, en particulier, crut pouvoir schématiser comme suit la succession de haut en bas, des formations sédimentaires antérieures aux grès de Morafenobe : 3) 150 m. de schistes et argiles rouges ; 2) 20 m. de schistes noirs ou bleus, ardoisiers ; 1) 50 m. de grès ou schistes charbonneux reposant sur une roche éruptive permienne. En réalité, comme le montre l'ensemble des observations consignées plus haut, une telle échelle stratigraphique ne peut avoir qu'une valeur locale et il n'est pas possible d'établir une succession valable pour tout le pourtour du Fonjay. En effet, en certains points, tels que la vallée de la Tsarandevy, les grès supérieurs à bois silicifiés reposent directement sur le complexe schisto-gréseux à couches de charbon. L'importante formation de schistes rouges indiquée par M. Dumas n'existe donc pas ici. En de nombreux points encore, notamment sur la rive droite de la Besampia et au voisinage du confluent Manambao-Andrañanampela, le niveau des schistes et grès verdâtres (rouges seulement par oxydation) est extrêmement réduit. Il peut y avoir là une lacune stratigraphique ; cependant, étant donné les conditions dans lesquelles s'effectuait la sédimentation dans ces régions, conditions mises en évidence par la structure entrecroisée des dépôts, je pense que des changements latéraux de faciès expliquent d'une manière plus satisfaisante les irrégularités de la série sédimentaire.

Toutes les observations que j'ai pu faire concernant la disposition des couches, la nature des dépôts et l'état fragmentaire des débris végétaux, concourent pour faire admettre une sédimentation en eaux très agitées ; de plus, la fréquence des ripple-marks indique une faible profondeur, en même temps que la présence d'*Estheria* prouve la nature saumâtre des eaux. C'est donc vraisemblablement en bordure d'une côte, à la limite du domaine marin et du domaine continental et sur des fonds en voie d'affaissement continu que se sont déposées les formations les plus anciennes de la région du Cap Saint-André. En certains points, les eaux relativement calmes permettaient l'établissement de lagunes saumâtres-tandis qu'un peu plus loin des apports torrentiels leur succédaient ; la moindre modification du cours des torrents ou des bras des deltas pouvait entraîner des déplacements importants de ces diverses zones de sédimentation. Telle est, je crois, la raison pour laquelle la délimitation précise les différents horizons est difficile à établir dans cette série sédimentaire.

Malgré ces variations fréquentes dans la succession des formations, l'exposé stratigraphique qui précède montre qu'on peut distinguer sous les grès de Morafenobe, dans la région

du Fonjay, deux séries stratigraphiques superposées caractérisées par deux faciès bien différents. Ce sont de haut en bas :

2. Des grès, psammites et schistes plus ou moins gréseux, verdâtres, se rubéfiant à l'air et présentant souvent de nombreuses empreintes végétales, trop fragmentaires pour être déterminables.

1. Le complexe schisto gréseux du Ranobe, comportant des alternances de schistes noirs, de psammites gris ou noirs et de grès fins gris ou verdâtres, parfois rubéfiés à l'air. Les schistes sont fréquemment charbonneux et peuvent passer localement à de véritables bancs de houille. Ces formations renferment de nombreuses empreintes végétales parmi lesquelles dominent des fragments de tiges d'Articulées (*Schizoneura* ?) et de limbes (*Tæniopteris*, *Gangamopteris* ?), avec beaucoup d'autres traces d'organismes problématiques. La faune est par contre très pauvre, étant seulement représentée par des valves d'*Estheria*.

L'épaisseur de ces deux séries ne peut pas être précisée. Le complexe schisto-gréseux du Ranobe a été traversé sur environ 400 m. au sondage de Masiakampy, mais sa puissance totale est certainement beaucoup plus grande, car, sur le pourtour du Fonjay, les formations ramenées au jour par le massif éruptif présentent plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, peut-être même plus de 1 000 m., en y comprenant la zone métamorphique. Quant à la série 2, sa puissance est extrêmement variable ainsi que je l'ai montré précédemment ; elle atteint au maximum la valeur indiquée par M. Dumas.

La détermination de l'âge précis de ces formations ne sera possible, comme je l'ai fait remarquer, que lorsque la découverte de nouvelles empreintes pouvant être rapportées à *Gangamopteris* auront rendu l'existence de ce genre indiscutable. L'attribution au Permien de la série 1, conformément aux vues de MM. Bertrand et Joleaud, par analogie avec les couches à *Gangamopteris* de l'Onilahy, serait alors démontrée. Par contre, la présence de *Tæniopteris* et de *Schizoneura* est plutôt en faveur d'un âge plus récent ; en effet, dans le système du Karoo, en Afrique australe, les *Gangamopteris* (*G. cyclopteroïdes*) ne dépassent pas la base de la série de Beaufort, alors que les *Tæniopteris* ne se rencontrent pas avant le milieu de cette série. De plus, les faciès du complexe schisto-gréseux du Ranobe diffèrent sensiblement, malgré la présence de houille, de ceux de l'Onilahy : il n'existe aucun banc calcaire ici, alors qu'il en a été signalé dans le Sud ; d'autre part, les *Estheria* ne se rencontrent pas dans les affleurements de l'Onilahy. Ainsi, plusieurs caractères rapprochent la série 1 du Ranobe des couches d'Ankavandra, en particulier la nature de la flore et de la faune en dehors de *Gangamopteris*. C'est donc seulement au Karoo moyen (Ecca et Beaufort) qu'il faut rapporter ces formations, sans pouvoir préciser plus à l'heure actuelle.

La série 2 présente, par contre, une telle analogie de faciès avec les couches d'Ankavandra qu'il paraît légitime de la considérer comme de même âge, bien que les traces végétales qui s'y rencontrent soient indéterminables. Conformément à ce que j'ai signalé plus haut, je pense que la base des grès massifs correspond à un faciès latéral arénacé de ces mêmes niveaux, là où ils semblent manquer, et qu'il n'y a pas de lacune stratigraphique. Je suis d'accord avec M. Piveteau pour admettre l'équivalence des couches d'Ankavandra et par conséquent de la série 2 du Ranobe avec la série de Beaufort du Karoo qui semble être le représentant en Afrique australe du sommet du Permien et de la base du Trias ; je pense toutefois que c'est le Beaufort supérieur seul qui est l'homologue de ces couches. Il est

possible, toutefois, que le même faciès se rencontre encore plus haut dans les formations sédimentaires, ce qui permettrait d'expliquer la présence en certains points de *Voltzia heterophylla* qui avait fait rattacher l'ensemble de ces formations à la base du Keuper par Zeiller.

Le niveau de schistes ardoisiers, qui figure dans l'échelle stratigraphique donnée par M. Dumas, n'est en réalité qu'un faciès dû à un léger métamorphisme de schistes et peut se rencontrer dans des horizons très différents. De même la roche éruptive (permienne) qui est considérée comme le substratum de la série sédimentaire est, en réalité, une intrusion qui peut occuper un niveau absolument quelconque dans cette série. Cette question de l'âge des venues éruptives signalées au cours de l'exposé stratigraphique fera d'ailleurs l'objet d'une discussion ultérieure. Pour l'instant, je me bornerai à rappeler l'absence de tout tuf et en général de toute formation renfermant des débris de roches volcaniques dans les sédiments permo-triasiques du Ranobe.

2. GRÈS SUPÉRIEURS DE MORAFENOBE.

Toutes les descriptions détaillées qui précèdent montrent que la série des grès de Morafenobe présente une uniformité remarquable dans l'ensemble de la région étudiée. En dehors de quelques variations de faciès locales qui se rencontrent principalement vers le sommet de la série, cette dernière ne comporte guère que des grès tendres, passant parfois à de véritables sables à peine agglomérés, possédant des teintes claires : rose, jaunâtre ou blanchâtre, parfois feldspathiques, formant de gros bancs à stratification entrecroisée entre lesquels s'intercalent des zones lenticulaires, discontinues, d'argilites généralement vertes, exceptionnellement micacées. A la base de la série, ces grès prennent parfois des tons verdâtres dans les affleurements exposés depuis peu de temps à l'air, mais en aucun cas ils ne présentent le délit en boules qui est au contraire fréquent dans le complexe schisto-gréseux permien du moyen Ranobe. Au sommet de la série de Morafenobe apparaissent très généralement des argilites bariolées, qui sont exceptionnelles dans les horizons inférieurs et qui s'intercalent en niveaux presque continus entre les bancs de grès, eux-mêmes zonés de bandes rouge sombre. Dans la partie nord de la région explorée, quelques minces niveaux calcaires alternant avec des grès et un ou deux horizons marneux à gypse et parfois à lignite constituent le terme le plus élevé du Trias, supportant immédiatement les calcaires du Lias supérieur.

Des bancs gréseux riches en petits galets, le plus souvent bien roulés, du type marin plutôt que fluvial, se rencontrent fréquemment et à divers niveaux dans la série de Morafenobe; ils paraissent particulièrement abondants au voisinage des dômes cristallins de l'aire anticlinale du Cap Saint-André.

L'épaisseur totale de cette série peut atteindre un millier de mètres entre le Bemaraha et le Bongolava, mais elle se réduit notablement vers le Nord pour ne plus guère dépasser une centaine de mètres au voisinage de Maevatanana ou du Cap Saint-André.

A part *Myophoria vulgaris* et *Mytilus psinoloti* recueillis au sommet de ces formations et *Ceratodus acutus* dont l'origine est douteuse, les grès de Morafenobe n'ont pas fourni d'autres organismes que des troncs, parfois très nombreux, de *Cedroxylon*, d'*Araucarioxylon* et peut-être de *Dadoxylon*, toujours dépourvus de branches et de rameaux.

Tous ces caractères du Trias concourent à démontrer que la sédimentation s'est effectuée, comme pour le Permien et le Trias inférieur, en bordure d'une côte, dans une mer peu profonde en voie d'affaissement continu. En fait, comme MM. BERTRAND et JOLEAUD l'ont indiqué (29), ce sont des dépôts fluvio-marins et parfois laguno-marins, surtout au sommet de la série; ils ont été formés par la juxtaposition de deltas et de cônes de déjection torrentiels, le long d'une côte montagneuse. C'est la désagrégation du massif cristallin central qui a fourni les éléments constitutifs des grès et des argiles. Les variations dans les cours des bras de delta expliquent parfaitement la disposition entrecroisée avec alternances irrégulières de sables et d'argiles qui caractérisent ces dépôts.

Malgré l'absence de formations franchement marines dans la série de Morafenobe¹, il paraît donc certain qu'un bras de mer existait déjà sur l'emplacement du Canal de Mozambique au Trias; son affaissement constant, mis en évidence par l'épaisseur considérable des formations arénacées du Trias supérieur, ainsi que par les caractères du Permien et du Trias inférieur (p. 67), permet de le considérer comme un véritable géosynclinal. Un temps d'arrêt dans cet affaissement, bien marqué par le dépôt de marnes à gypse, s'est fait sentir à la fin de la période triasique, précédant une phase d'émersion qui semble avoir duré pendant le Lias inférieur et moyen.

TECTONIQUE DU PERMO-TRIAS

Entre le Manambolo et le Manambao. — Anticlinal d'Ankavandra.

Dans leur ensemble, les formations du Permo-Trias qui viennent d'être étudiées, présentent une très grande simplicité de structure. Les affleurements situés entre le Bongolava et le Bemaraha s'ennoient lentement vers l'Ouest, avec un pendage moyen de 5° environ sous le parallèle d'Ankavandra, mais décroissant progressivement à mesure qu'on se rapproche de l'aire anticlinale du Cap Saint-André, pour devenir presque nul dans la plaine de Marotselo. Dans cette région, entre le Manambolo et le Manambao, je n'ai observé qu'un seul accident interrompant la régularité des pendages et qui méritait d'être signalé. C'est un anticlinal orienté approximativement NNW-SSE qui est bien visible dans les couches d'Ankavandra immédiatement à l'Ouest de ce village; après avoir coupé deux fois le lit du Manambolo, ce pli se dirige vers le Nord, dans la direction de Folakara et, sans en avoir la preuve absolue, je pense que c'est ce même accident qui a été signalé lors des premières prospections pour le pétrole dans cette région, sous le nom d'anticlinal de Folakara.

Entre le Manambolo et le Ranobe. — Fonjay. — Antatika. Cuvette d'Antanandava.

Entre le Manambao et le Ranobe, un accident très important interrompt la régularité de la série sédimentaire, c'est le dôme du Fonjay. C'est en 1923 que cet accident fut signalé pour la première fois par MM. Léon Bertrand et L. Joleaud (28, 32): ces deux auteurs le

1. Des calcaires rapportés au Lias avaient bien été signalées par Giraud, au Sud de Morafenobe, mais ils n'ont pas été observés depuis.

considéraient alors comme un anticlinal à direction WNW-ESE, dû à une phase orogénique antérieure au Crétacé moyen (125, p. 10). Dès 1924 (5), j'ai montré qu'en réalité l'accident principal était un véritable dôme soulevé par la mise en place d'un gros laccolite ou batholite de gabbro : le Fonjay. Ainsi que je le montrerai plus loin, dans l'étude de détail de ce massif éruptif, les formations permienues et triasiques ont été fortement redressées sur tout le pourtour du Fonjay avec des pendages souvent supérieurs à 10°, en même temps ces sédiments étaient partiellement digérés et métamorphisés. Un peu plus à l'Ouest, un second dôme analogue, mais beaucoup moins accentué et plus régulier, est constitué par le massif de l'Antatika ; là encore, c'est un laccolite ou un batholite de gabbro et de microgranite qui a soulevé la série sédimentaire permo-triasique. Il n'est donc pas possible de considérer l'accident compris entre le Ranobe et le Manambao comme un véritable anticlinal ; toutefois, les affleurements à faciès d'Ankavandra que l'on rencontre dans le fond de la vallée du Ranobe, jusqu'au confluent de la Mitsiotaka vers l'amont et jusqu'au delà de Bebao vers l'aval, peuvent faire penser qu'il existait un anticlinal WNW-ESE comme l'ont admis MM. Léon Bertrand et L. Joleaud, anticlinal antérieur à la mise en place des roches éruptives qui, comme nous le verrons, date vraisemblablement du Crétacé supérieur ; mais cet accident n'avait certainement qu'une importance minime, ce sont les intrusions de gabbro qui ont amené au jour les formations houillères, grâce à l'érosion postérieure.

Un petit accident très curieux que j'ai décrit en 1925 (7) et qui est situé à l'extrémité SE du Fonjay, immédiatement au Nord du Manambao, mérite une étude un peu détaillée ici, bien qu'il affecte à la fois le Trias, le Jurassique et le Crétacé ; je l'ai appelé la cuvette d'Antanandava du nom du village le plus voisin. C'est un brachysynclinal de très faibles dimensions : 1 500 m. de long sur 1 000 m. de large pour l'affleurement des calcaires jurassiques, et orienté NNW-SSE. Sa particularité réside dans le fait que les grès du Trias, au voisinage des calcaires jurassiques, et ces calcaires eux-mêmes présentent, vers le centre de la cuvette, un pendage dépassant toujours 45° et pouvant même atteindre 80 et 90°. Il en résulte une disposition très spéciale pour l'affleurement des calcaires jurassiques qui forment une ceinture étroite, continue, dessinant le contour elliptique de la cuvette et séparant les grès triasiques des grès ferrugineux crétacés intérieurs. Par suite de l'existence de plusieurs vallons qui la traversent, cette ceinture est jalonnée par des rochers calcaires escarpés, séparés par des dépressions recouvertes d'alluvions sableuses ; ce qui lui donne un aspect discontinu. Lorsqu'on s'éloigne du centre de la cuvette, à partir du Jurassique, dans les grès du Trias, on constate que progressivement et très rapidement les pendages diminuent pour devenir subhorizontaux à 1 000 ou 1 500 m. des calcaires. On se trouve donc en présence d'une petite fosse d'effondrement aux parois très raides, prenant l'aspect d'une véritable poche. Dans la première note que j'ai publiée pour décrire cet accident, je n'avais pas discuté son origine ; depuis ma dernière mission, ayant constaté dans toute la région l'extrême simplicité de la tectonique du Trias et des dépôts plus récents, il me paraît impossible de considérer la cuvette d'Antanandava comme un véritable pli. Il me semble probable qu'on se trouve en présence d'un effondrement local provoqué par la formation d'une cavité à la base ou dans le substratum du Trias. L'amplitude de l'affaissement au centre de la cuvette étant d'au moins 300 m. (car les grès du Trias dominent au Nord de plus de 250 m., sans trace de couverture jurassique, la région basse où se trouve le brachysynclinal) il ne peut s'agir d'une doline

produite par la dissolution de sel gemme ou de gypse. Je pense que l'explication la plus vraisemblable est la suivante : une apophyse du laccolite du Fonjay, ayant soulevé fortement les couches sédimentaires constituant son toit, a pu se vider brusquement de son magma encore fluide par suite d'un décollement dans les sédiments voisins distendus ou d'une évacuation vers la surface; l'effondrement de la partie centrale de la voûte sédimentaire s'expliquerait dès lors facilement par la formation de cette cavité sous-jacente.

Aire anticlinale du Cap Saint-André.

Au Nord du Ranobe, le Permo-Trias reprend son allure subhorizontale qu'il conserve jusqu'aux abords du Cap Saint-André avec tout au plus un léger pendage vers l'Ouest, difficile à mettre en évidence. Le socle triasique des plateaux éruptifs et crétacés de la Haute-Manangoza et du Moyen-Sambao présente une disposition légèrement synclinale. Par contre, sur le pourtour des dômes cristallins de Bekodoka et d'Ambohipaky, les couches du Trias paraissent parfois se relever pour venir s'appuyer sur les schistes cristallins. C'est surtout sur le bord occidental du dôme de Bekodoka que cette disposition est nette; là, le pendage des grès de Morafenobe est de quelques degrés vers l'Ouest ou le NW. En bien d'autres points, par contre, il est impossible de déterminer le sens de plongement du Trias qui paraît subhorizontal, en bordure de l'Ikavo par exemple. Il me semble indiscutable que les deux massifs cristallins jalonnent un anticlinal, mais ce pli est à très grand rayon de courbure et serait insuffisant pour amener au jour le substratum cristallin si ce dernier n'avait pas formé, comme je l'ai déjà indiqué, un seuil immergé seulement au Trias supérieur. Ce seuil devait d'ailleurs se prolonger sous l'Ikavo étant donné la quasi-horizontalité des grès triasiques qui reposent en transgression sur le bord oriental des massifs cristallins.

Un ensellement, transversal par rapport à la direction NNW-SSE de l'aire anticlinale du Cap Saint-André, sépare les deux dômes cristallins: c'est le synclinal de Bevary; cet accident à direction SW-NE est peu accentué, mais les pendages que l'on observe dans le Trias, le long de la piste de Tsitanandro à Bevary, permettent d'affirmer l'allure synclinale des couches.

Un autre ensellement, transversal à la direction de l'aire anticlinale, sépare le dôme de Bekodoka du Massif cristallin central, mais ici, l'allure synclinale à peine sensible des grès du Trias ne joue qu'un rôle secondaire. Ainsi que je l'ai indiqué antérieurement (p. 44) un fossé profond à direction SSW-NNE existait déjà entre la Behazomaty et le Bongolava avant le dépôt des sables du Trias supérieur; le synclinal n'a fait que se superposer par la suite à ce fossé aux rives abruptes.

Entre le Ranobe et la Betsiboka.

Entre Ambatomainty et Maevatanana, la bande d'affleurement des grès triasiques présente une structure également très simple: les grès s'ennoient avec un pendage faible, rarement supérieur à 5°, sous les causses jurassiques de l'Ikavo et de l'Ankara. Entre Ambatomainty et Kandrehô, les pendages sont généralement orientés vers le Nord ou le NNW, puis à partir de ce dernier poste, ils tournent progressivement pour devenir NW. J'ai observé ces mêmes pendages, toujours faibles, jusqu'au NW d'Antanandava et je pense

que les plongements vers le Nord et le NE, signalés par M. PERRIER DE LA BATHIE au voisinage de Maevatanana, sont dus à un accident local (164, p. 216).

Les failles. Les intrusions éruptives.

Le rôle des failles dans la tectonique du Permo-Trias et plus particulièrement des grès de Morafenobe est difficile à préciser. Il est incontestable qu'il existe des lignes de fractures assez nombreuses dans ces terrains, mais elles sont généralement peu faciles à mettre en évidence et le plus souvent impossibles à suivre. L'irrégularité de la sédimentation et la rareté des couches à stratification bien définie rend délicates à la fois la détermination des pendages et des failles. Je considère que, sauf dans des cas exceptionnels, il est vain de chercher à préciser ces accidents et j'ai pu me rendre compte que la plupart des nombreuses failles indiquées par GIRAUD dans son rapport de mission (107) sont indiscernables sur le terrain.

C'est seulement en bordure du massif cristallin qu'il est possible, comme l'ont fait remarquer MM. L. BERTRAND et L. JOLEAUD (28), de préciser la position des lignes de fracture. Dans son ensemble, ainsi que je l'ai indiqué, le contact du Permo-Trias avec le Massif cristallin est normal et ne peut pas être interprété comme un contact par faille. Bien qu'ayant paru accepter cette dernière hypothèse qui était devenue presque classique, M. PERRIER DE LA BATHIE fut un des premiers à la combattre localement et à montrer l'allure parfaitement normale du contact en certains points (164, p. 232 et 168); puis MM. LÉON BERTRAND et JOLEAUD insistèrent sur la présence d'un contact stratigraphique régulier sur presque toute la longueur du Bongolava entre la Tsiribihina et l'Ikopa (28). Je ne crois pas utile de m'étendre à nouveau sur cette disposition qui semble maintenant parfaitement démontrée : les nombreuses sinuosités que décrit la ligne de contact du cristallin avec les sédiments permo-triasiques et la réapparition d'affleurements de schistes cristallins sous ces sédiments, non loin du pied du Bongolava suffisent pour prouver qu'on se trouve en présence d'une transgression le long d'une côte montagneuse, parfois presque abrupte, et non de la limite par faille d'un compartiment effondré. Si une autre preuve était nécessaire, elle serait fournie par l'existence fréquente de conglomérats à la base du Permien ou du Trias ; j'ai pu en observer un très net avec galets d'amphibolites et de gneiss au col de la Kabosy, au NE de Kandrehô (Pl. I, fig. 7). Il est toutefois possible que, au cours de l'enfoncement des sédiments dans le géosynclinal de Mozambique, une certaine disharmonie ait amené par places un glissement plus ou moins sensible des dépôts permo-triasiques sur le rebord du socle ancien ; ce fait permettrait d'expliquer les différences de pendages que l'on constate souvent entre les lambeaux de grès du Permo-Trias demeurés isolés sur les flancs du Bongolava et la bande d'affleurements continus située au pied.

Il existe cependant des failles indiscutables le long du Bongolava comme l'ont montré MM. Bertrand et Joleaud : la plus nette correspondant à un rejet considérable est la faille de la Mahakamba, située à l'Est d'Ambatomainty et qui, après avoir suivi le contact Cristallin-Trias, se prolonge très loin vers le Sud dans le massif gneissique. Sa direction N-10°-W environ est la plus fréquente à la fois pour les lignes de fractures et pour les filons de la région.

Je crois utile de signaler également ici le rôle secondaire, mais cependant fréquent,

qu'ont joué au point de vue tectonique certaines intrusions de roches éruptives, en dehors des gros laccolites déjà citées. Alors que la plupart des filons traversent, comme à l'emporte-pièce, sans les déranger, les couches sédimentaires encaissantes, d'autres intrusions, moins régulières, généralement amygdalaires, redressent fortement les strates qu'elles recoupent (Ambatomainty, Ambohitralika). D'autre part de nombreux petits laccolites, généralement constitués par des dolérites à gros éléments et à structure ophitique, provoquent de légers bossellements dans la série sédimentaire. Tous ces appareils éruptifs seront étudiés par la suite.

CORRELATIONS AVEC LES RÉGIONS VOISINES

1° Madagascar.

Les grès triasiques de Morafenobe s'étendent, avec des variations de faciès peu sensibles, aussi bien vers le Nord que vers le Sud de la région étudiée précédemment. Vers le Nord, on observe seulement une légère interruption de leur affleurement par suite de la transgression de l'Oolithique inférieur, à l'Est d'Iraony; plus au Nord, les grès du Trias réapparaissent et se poursuivent sans nouvelle interruption jusqu'à l'Andavakoera, au Sud de la Montagne d'Ambre. C'est seulement dans cette région que l'on observe, à la base du Trias, des psammites et des argiles à septaria renfermant une intéressante faune de poissons (*Cœlacanthus*, *Semionotus*, *Pristisomus*, etc.) à affinités permienues et triasiques, décrits par WOODWARD (192), MM. MERLE et FOURNIER (148, 151) et PRIEM (177), et d'Ammonites (*Cordillerites*, *Meekoceras*, *Lecanites*, etc.) à affinités triasiques déterminées par M. H. DOUVILLÉ (82), mais que des études plus récentes de M^{me} VAILLANT-COUTURIER (190) ont rapporté à des espèces permienues (*Cyclolobus Walkeri* DIEN., *Medlicottia Wynnei* WAAG., *Xenaspis*, *Hungarites*, etc.). Ces formations sont donc très probablement d'âge permien et peut-être contemporaines des couches d'Ankavandra et du Ranobe; toutefois il est intéressant de constater la présence de faciès franchement marins au Nord de Madagascar, alors que jusqu'ici, les formations étudiées étaient fluvio-marines ou saumâtres.

Vers le Sud, les grès de Morafenobe se prolongent par ceux de l'Isalo qui présentent les mêmes caractères lithologiques, avec intercalations d'argiles bigarrées et bois silicifiés; à la base de cette épaisse série arénacée et recouvrant directement le massif cristallin central, un affleurement étroit de psammites et de grès schisteux prolongent les couches d'Ankavandra. C'est seulement au Sud du Mangoky et surtout dans le bassin de l'Onilahy, que ces formations de base prennent un grand développement tandis que les grès de l'Isalo disparaissent sous l'Oolithique inférieur transgressif, au Sud de l'Onilahy. La série sédimentaire du bassin du moyen Onilahy est assez bien connue grâce à l'existence, vers sa base, de couches de charbon importantes qui seront vraisemblablement exploitées avant longtemps. Les travaux les plus récents de MM. PIVETEAU (173, 175), GOURSAT (109) et BESAIKIE (33, 34, 35, 36), permettent déjà, en attendant la publication des études de détail dues à ce dernier auteur, de préciser la succession des niveaux compris entre les schistes cristallins et les grès de l'Isalo. Cette succession est la suivante, de haut en bas :

8. Grès de l'Isalo.
7. Série rouge supérieure (grès, schistes et argiles rouges et vertes).
6. Complexe gréso-schisteux de Sakamena comportant des schistes à *Gangamopteris* et des grès verts à Reptiles (grès d'Eliva et de Ranohira à *Tangasaurus* et *Rhinesuchus*).
5. Mince niveau discontinu de calcaire à *Syringopora*.

4. Série rouge inférieure (argiles rouges et grès verts) à *Gangamopteris*.
3. Couches à charbon (schistes avec épaisses intercalations de houille).
2. Schistes noirs avec intercalations de conglomérats qui sont peut-être d'origine glaciaire et comparables aux tillites de Dwyka.
1. Schistes cristallins.

Comme je l'ai déjà indiqué, il y a quelques ressemblances entre ces formations d'âge permien bien établi et la série gréso-schisteuse à couches de charbon du moyen Ranobe (p. 68). Toutefois, ici, la présence de calcaires à *Syringopora*, que je n'ai pu observer en aucun point du pourtour du Fonjay, constitue une différence essentielle entre les deux complexes. L'existence d'une courte transgression ayant déposé des sédiments franchement marins pendant le Permien, dans le SW de Madagascar, est un fait capital, car elle indique que, déjà l'ennoyage du géosynclinal de Mozambique et le démembrement du Continent de Gondwana étaient amorcés à cette époque.

2° Côte orientale d'Afrique.

Je n'entreprendrai pas ici, même succinctement, l'examen des formations du Karoo, le long de la côte orientale d'Afrique; outre que cette série est maintenant classique, un tel exposé sortirait du cadre du présent mémoire. J'ai d'ailleurs été conduit fréquemment, au cours de l'exposé stratigraphique, à comparer les formations permo-triasiques étudiées aux divers termes du Karoo. Le tableau général ci-joint résume les connaissances actuelles sur les corrélations entre les diverses séries sédimentaires, continentales ou fluvio-marines, permo-triasiques, du continent de Gondwana, aux abords de la mer de Mozambique déjà en voie d'ennoyage.

Il est toutefois un point sur lequel je crois intéressant d'insister. C'est l'analogie remarquable qui existe entre les grès triasiques de Madagascar (grès de Morafenobe et grès de l'Isalo) et les grès qui constituent des affleurements très étendus et à peu près continus, à la partie supérieure du Karoo, en Afrique méridionale et orientale. En Afrique australe, les Cave Sandstones de la Colonie du Cap qui constituent l'avant-dernier terme de la série de Stormberg, sont des grès massifs, blancs ou jaunâtres, rouges souvent en surface, mieux cimentés toutefois que leurs équivalents malgaches. On y rencontre des lits de schistes argileux à *Estheria* et parfois, des bois silicifiés, mais ceux-ci (*Dadoxylon*) sont surtout fréquents dans les formations plus litées, gréseuses et schisteuses, les Red Beds qui se trouvent à la base des Cave Sandstones. Les Bushveld Sandstones du Transvaal, surmontant aussi les formations rouges des « Bushveld Marls », prolongent les assises gréseuses supérieures du Karoo du Cap et sont de même âge. Les Forest Sandstones de Rhodesia leur font suite vers le Nord. Au delà du Nyassa, sur le Territoire de Tanganyika (ancienne Afrique Orientale Allemande), les grès d'Usaramo, puis les grès à *Voltziopsis*, affleurant entre Tanga et Moa, doivent encore être considérés comme équivalents des précédents. Vers le Nord, ces affleurements arénacés du Trias se poursuivent dans l'Est Africain Anglais par les Duruma Sandstones (A. 15) de la région de Nyika et par les Mazeras Sandstones; ces derniers, micacés et alternant avec des argiles verdâtres à la base, massifs et rougeâtres, avec troncs de *Cedroxylon* silicifiés au sommet, rappellent beaucoup les grès de Morafenobe.

Dans la Côte des Somalis Italienne, STEFANNI (A. 27) signale les grès de Lugh, bigarrés, gris, rouges ou blancs, avec intercalations de gypse et d'argiles rouge foncé, dans lesquelles Sacchi a trouvé des plaquettes à *Colobodus maximus* DAM. et *Modiola minuta* GOLDF., ce qui permet de les attribuer au Trias. Enfin, dans la Côte des Somalis Anglaise, en Abyssinie, dans la région de Schoa (A. 1) et en Erythrée, ces grès se poursuivent avec les mêmes caractères, en particulier, avec intercalations de gypse et d'argiles (grès d'Adigrat en Abyssinie).

On a souvent voulu voir dans ces grès des formations en majeure partie éoliennes ; il me paraît certain cependant que, de même qu'à Madagascar, la présence de troncs silicifiés de *Cedroxylon* ou de *Dadoxylon* sans autres débris végétaux plus grêles, est en faveur de l'origine fluvio-marine d'une partie au moins de ces dépôts. D'ailleurs les représentants les plus septentrionaux de cette formation arénacée triasique comportent des intercalations d'argiles à gypse comme le sommet de la série à Madagascar et, par suite de la présence de ces faciès saumâtres et de fossiles marins, l'existence d'un bras de mer au Trias sur l'emplacement du Canal de Mozambique ne peut pas faire de doute. Les formations franchement marines de l'Andavakœra (N de Madagascar) indiquent l'extension de ce bras de mer vers l'Est. La présence de calcaires à *Syringopora* dans le Permien du SW de Madagascar permet même de penser, ainsi que je l'ai déjà indiqué (p. 75), que la première incursion marine dans ce qui deviendra le Géosynclinal de Mozambique remonte à la fin des temps primaires.

3° Inde péninsulaire.

Comme pour l'Afrique australe, je me bornerai ici à renvoyer au tableau des corrélations ci-joint (p. 77) sans entrer dans le détail des formations de Gondwana. Certaines équivalences sont d'ailleurs encore discutées, ce qui se conçoit étant donné que souvent la flore seule sert de point de comparaison pour certains niveaux. Les grès triasiques, qui ont été suivis précédemment le long de la côte orientale d'Afrique, sont représentés ici par les grès avec intercalations schisteuses de Rajmahal, mais le faciès diffère sensiblement de celui du Trias malgache et la flore est abondante (*Tæniopteris*, *Cycadites*, etc.).

CORRÉLATIONS DES FORMATIONS PERMO-TRIASIQUES DE L'AFRIQUE AUSTRALE ET ORIENTALE ET DE L'INDE

(Les corrélations avec l'Inde et l'équivalence avec les étages d'Europe sont basées sur les vues de Du Thoit.)

[illegible]

CHAPITRE III

LE LIAS

HISTORIQUE

Je ne reviendrai pas ici sur la discussion relative à l'âge des grès de Morafenobe, car elle a été exposée en détail dans le chapitre précédent.

Le Lias a été signalé pour la première fois à Madagascar, en 1873, par FISCHER (91), dans la région de Morondava; puis, en 1889, R. B. NEWTON (160) décrit des fossiles liasiques provenant de la région d'Ankaramy et d'Andranosamonta (province d'Analalava) qui avaient été recueillis par Baron. C'est M. E. GAUTIER (101) toutefois qui découvrit les premiers fossiles du Lias dans la partie de la province de Maevatanana située au Sud de la Betsiboka : au Sud de Namoroka, au Nord d'Ankilahila (ou Ambatomainty) et à Bekodia. M. M. BOULE étudia ces matériaux et signala la présence de véritables causses liasiques avec *Spiriférines* et *Harpoceras* au Sud de Majunga (43); en 1900 il précisa quelques genres de cette faune : *Lepidotus* (écailles), *Nautilus*, *Natica*, *Ostrea*, *Lima*, *Nucula*, *Astarte*, *Opis*, *Terebratula*, *Rhynchonella*, etc. (46).

Ce sont surtout les découvertes et les récoltes de Colcanap (61, p. 165) qui permirent une étude détaillée de la faune liasique de cette région. Etant adjoint en 1904-05 au commandant de Maevatanana, Colcanap put recueillir de nombreuses espèces fossiles du Lias le long du bord sud de l'Ankara et dans la vallée de Mahavavy. L'étude de ces matériaux, entreprise par THEVENIN, conduisit cet auteur à la découverte importante du nouveau genre *Bouleiceras* (184); puis, après l'étude d'une autre faune liasique provenant de la région de Nosy-be et d'Ampasindava, et signalée pour la première fois par M. H. DOUVILLÉ (79), THÉVENIN publia son important mémoire sur le Lias de Madagascar (187). L'abondance des matériaux recueillis par Gautier et Colcanap lui permit de décrire de nombreuses espèces; toutefois, faute de précisions sur les provenances des diverses faunes, certaines formes décrites appartiennent à des niveaux parfois très différents.

A la suite d'une étude de M. PERRIER DE LA BATHIE (164), renfermant en particulier plusieurs coupes de la région bordant le Bongolava, au Sud de Maevatanana, M. H. DOUVILLÉ (83) décrit les faunes se rapportant aux différents niveaux de la coupe de Beronono (coupe X de M. de la Bathie). Deux ans plus tard, en 1919, GIRAUD signalait, dans son rapport de mission, la présence d'affleurements de Lias, comportant des calcaires lumachelles à *Liogryphea sublobata*, entre Tsitanandro et Namahota, au Sud de Soalala. Depuis la guerre, en 1923, M. DUMAS (88), reprenant avec beaucoup de soin la coupe du Beronono, signalait la présence de *Bouleiceras nitescens* et de *Spiriferina rostrata*, associées à *Pecten ambongoensis* cité antérieurement par M. Douvillé. Enfin la même année, MM. LÉON BERTRAND et LÉONCE JOLEAUD (29), ayant exploré les abords de Kandrehô, précisèrent la coupe de la série sédimentaire constituant le rebord de l'Ikavo, à l'Ouest d'Antanandava.

En ce qui concerne l'existence du Lias dans la région située au Sud de l'anticlinal du Cap Saint-André, le long du Bemaraha, les recherches bibliographiques fournissent bien peu de précisions. La carte de M. PERRIER DE LA BATHIE, publiée dans un rapport de M. DUMAS (87), comporte une bande étroite de Lias supérieur, en bordure du Bemaraha, entre le Manambao et la Manambolo; mais je n'ai trouvé aucune indication de nature à étayer cette manière de voir. C'est seulement en 1923 que MM. BERTRAND et JOLEAUD (31), attribuant au Lias les calcaires dolomitiques qui forment la base de la série jurassique du Bemaraha, appuyèrent cette hypothèse sur l'analogie de faciès entre ces formations et le Lias moyen de beaucoup

de régions géosynclinales d'Europe. Dans son rapport de mission, M. DECARY (74) attribue également au Lias les affleurements discontinus de calcaire qui jalonnent le bord des plateaux de grès crétacés de la Haute-Manangoza, mais cette opinion n'est basée sur un aucun argument paléontologique.

RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE. PRINCIPAUX FACIÈS. FAUNE

I. BASSIN DE SITAMPIKY

C'est seulement sur le pourtour de l'aire d'ennoyage de Sitampiky qu'il existe des formations pouvant se rapporter au Lias d'une manière indiscutable : elles affleurent en une bande étroite, continue, entre les grès de Morafenobe et les calcaires de l'Oolithe inférieure, dans la falaise qui borde l'Ankara, l'Ikavo et leur prolongement vers l'Ouest, depuis Maevatanana, jusqu'au Manombo. Une longue digitation très ramifiée se détache de cette bande vers le Nord pour s'insinuer dans la vallée de la Mahavavy entre les causses de l'Ankara et de l'Ikavo. Un témoin important de calcaires jurassiques constitue, au Nord de Kandrehô, une colline isolée sur les flancs de laquelle affleure également une étroite bande de Lias. Enfin au delà du Manombo, les affleurements liasiques se prolongent, entre les deux dômes cristallins de Bekodoka et d'Ambohipaky, jusqu'au voisinage du Massif de l'Ambohitrosy ; le long du bord occidental du dôme d'Ambohipaky, non loin d'Ampandra, un important affleurement calcaire doit certainement être aussi rapporté au Lias.

1. Coupe type de l'Ankarakely.

Malgré des variations de faciès assez importantes aux deux extrémités de l'affleurement, le Lias présente dans son ensemble une série stratigraphique remarquablement constante. La coupe type de cette série peut être prise en un point quelconque du rebord sud de l'Ikavo ou de l'Ankara, entre l'Ikavo SW et Belavenona, ou encore dans les flancs de la vallée de Mahavavy entre Antanibaribe et Bekodia. Le versant oriental de l'Ankarakely, à l'Ouest d'Antanibaribe, présente la succession suivante que j'ai relevée avec précision (fig. 9) :

12. Calcaires blancs zoogènes formant le plateau ;
11. Calcaires bruns gréseux à *Trigonia tenuicostata* LYCETT et *Lopha costata* SOW. avec bancs marneux (30 m.) ;
10. Grès rougeâtres bien cimentés (10 m.) ;
9. Marnes noires et calcaires bruns gréseux (25 m.) ;
8. Calcaires ocre et lumachelles d'Huitres et de petits Lamellibranches à *Ostrea (Liogryphea) sublobata* DESL. et *Astarte* sp., avec un niveau de schistes micacés, forment abrupt (20 m.).
7. Marnes grises à gypse et à lignite avec nodules à empreintes d'Ammonites (*Harpoceras madagascariensis* THÉV.) et humérus d'Ichtyosaure (35 m.) ;
6. Niveau de calcaire marneux à *Bouleiceras nitescens* THÉV., avec *Harpoceras madagascariensis* THÉV. (variété à côtes très fines) et *Hinnites (Velopecten)* cf. *Davoei* DUM.
5. Calcaires moins marneux, durs, formant un abrupt, présentant une faune très riche (10 m.) :

Spiriferina rostrata SCHL. var. *madagascariensis* THÉV. (surtout abondantes dans la partie moyenne et supérieure de l'abrupt),
Terebratulula Jauberti DESL.,
Lima (Plagiostoma) punctata DESH.,
Lima (Plagiostoma) cf. gigantea DESH.,
Pecten ambongoensis THÉV.,
Liogryphea sp.,
Nucula sp.,

Astarte sp.,
Lucina sp.,
Protocardium cf. striatulum BEYR.,
Astarte astartoides THÉV.,
Gresslyia sp.,
Natica cf. pictaviensis D'ORB.,
Nerita cf. minuta SOW.,
Phasianella sp.,
Bouleiceras nitescens THÉV. (localisées au sommet de l'abrupt).

4. Argiles verdâtres et parfois rougeâtres, probablement à gypse étant donné la présence de dolines à l'affleurement (25 m.);
3. Grès fins arkosiques, un peu micacés (15 m.);
2. Grès en bancs bien cimentés alternant avec de minces bancs calcaires (5 m.);
1. Grès de Morafenobe à nombreux petits galets de quartz.

La coupe qui avait été donnée par MM. Léon Bertrand et L. Joleaud de la même colline, au voisinage d'Antanandava est assez différente (29) :

7. Alternances de calcaires blancs en dalles (à radioles d'Echinides) et de marnes (Oolithique inférieur) ;
6. Marnes noires et calcaires grumeleux rouges ou jaunes à *Bouleiceras* (Lias supérieur) ;
5. Grès triasiques localement enlevés par l'érosion antéliasique ;
4. Gypse avec argiles bariolées, cagneules, bois silicifiés, lignite (30 à 50 m.) ;
3. Lumachelle à Huitres formant abrupt et passant insensiblement par alternances et lentilles à des plaquettes gréseuses à *Myophoria vulgaris* SCHL., *Mytilus psilonoti* (10 à 15 m.) ;
2. Gypse, argiles bariolées (100 m.) ;
1. Masse principale des grès triasiques.

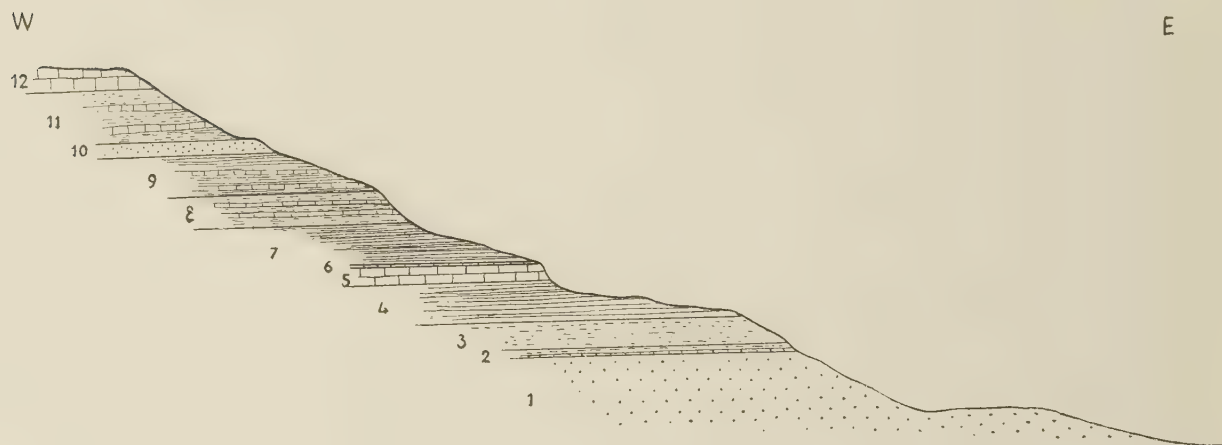


Fig. 9. — Coupe de l'Ankarakely (échelle 1/5000). (Pour le détail des niveaux se reporter au texte ci-contre).

Les corrélations entre les deux coupes précédentes sont difficiles à établir. L'abrupt calcaire d'une dizaine de mètres, à faune abondante (*Bouleiceras* et *Spiriférines*), constitué par le niveau 5 de ma coupe, ne se retrouve pas dans la seconde à moins qu'il ne corresponde au niveau 3 de cette dernière ; mais, dans ce cas, la présence de fossiles liasiques dans cette zone serait peu compatible avec l'existence de *Mytilus psilonoti* et de *Myophoria*

vulgaris à sa base. Il me paraît plus probable que ces espèces proviennent des minces bancs calcaires alternant avec des grès (niveau 2) qui surmontent les grès de Morafenobe, mais il ne m'a pas été possible de retrouver cette faune triasique.

Personnellement, je n'ai observé aucun fait précis permettant de fixer la limite du Trias et du Lias, non seulement à l'Ankarakely, mais aux différents points où j'ai traversé la bande d'affleurement du Lias. En admettant que les fossiles triasiques recueillis par MM. Bertrand et Joleaud proviennent du niveau 2, il serait logique d'admettre que les grès arkosiques et micacés (niv. 3) qui les surmontent représentent la base du Lias, mais l'absence de fossiles dans les argiles bigarrées (niv. 4) ne permet pas de vérifier cette hypothèse.

Vers le sommet, je pense qu'il faut rapporter au Bajocien et non au Lias supérieur, comme on l'a fait généralement jusqu'ici, tous les horizons surmontant les grès cimentés (niv. 10), y compris ces grès eux-mêmes. Ce niveau gréseux, peu important ici, prend parfois une grande puissance, ainsi que je le montrerai par la suite : il paraît être l'équivalent des grès à Reptiles de l'Oolithe inférieure qui ont été signalés sur la rive droite de la Betsikoka et près d'Andranosamonta, correspondant à une phase de sédimentation laguno-marine à la base de l'Oolithe. La présence de *Trigonia tenuicostata*, qui est une espèce de Bajocien d'Europe, dans le niveau 11, est en faveur de cette manière de voir.

Un des caractères essentiels de la portion de falaise constituée par le Lias, le long du rebord des causses de l'Ankara et de l'Ikavo, est la continuité de la barre calcaire à Spiriférines et *Bouleiceras* (niv. 5) qui forme un ressaut d'une dizaine de mètres de hauteur, bien visible, même à grande distance, entre deux talus à faible pente, correspondant aux affleurements marneux 4 et 6. C'est une zone repère très utile pour l'étude du Lias.

2. Vallée de la Mahavavy et rebord de l'Ankara.

Vallée de la Mahavavy.

La Mahavavy sépare les causses de l'Ikavo et de l'Ankara par une profonde entaille au fond de laquelle apparaissent les grès triasiques jusqu'à Bekodia. Le Lias qui surmonte ces grès affleure dans les deux flancs de la vallée jusqu'en aval de Bekodia où il traverse le fleuve ; des ramifications de cette bande de Lias pénètrent également plus ou moins avant dans chacune des vallées tributaires, en particulier dans celle de la Kiananga où Colcanap a recueilli une riche faune étudiée par Thévenin :

Terebratula copiapensis MÖRCKE, *T.* cf. *Ignacina* D'ORB., *Lima punctata* DESH., *Pecten ambongoensis* THÉV., *Ceromya madagascariensis* THÉV., *Gresslya* cf. *pinguis* AGASS., *Bouleiceras nitescens* THÉV., *Harpoceras crassifalcatum* DUM., *H.* *pseudo-Grüneri* THÉV.

C'est encore là la faune du sommet du niveau 5 et du niveau 6. Thévenin signale encore cette faune, d'après Colcanap, à Bekoratsaka, à Ampoza et au poste de Bekodia. Je l'ai encore observée personnellement, au Nord du confluent de la rivière Leromby ; la barre de calcaire à Spiriférines et *Bouleiceras* est toujours bien nette. Il m'a paru, toutefois, qu'un peu plus au Nord un accident, d'importance médiocre d'ailleurs, interrompait la régularité des zones d'affleurement.

Dans l'ensemble, et sans tenir compte d'accidents très localisés, les divers niveaux du Lias s'enfoncent progressivement vers le Nord avec un pendage très faible : à l'Ankarakely,

la barre de calcaires à Spiriférines domine le fleuve de 140 m. environ, alors qu'elle atteint le fond de la vallée en aval et non loin de Bekodia.

Rebord méridional de l'Ankara.

A l'Est d'Antanibaribe, un lambeau témoin des calcaires jurassiques de l'Ankara est séparé du causse par la vallée du Leromby au fond de laquelle affleure le Trias; sur les deux versants de cette vallée le Lias présente la même coupe qu'à l'Ankarakely; en particulier la barre de calcaire à Spiriférines est toujours très nette.

Plus loin vers l'Est, au mont Beronono (Analamava sur le carte), les formations superposées aux grès de Morafenobe ont été étudiées par M. PERRIER DE LA BATHIE (164) qui en a donné une coupe complétée par les déterminations de fossiles dues à M. H. DOUVILLÉ (83); toutefois la présence, en général si constante, des Spiriférines et des *Bouleiceras* semble avoir échappé à ces auteurs. C'est seulement M. DUMAS (88) qui a trouvé ces espèces permettant ainsi d'établir une corrélation parfaite entre sa coupe et celle de l'Ankarakely. En utilisant les observations de M. Perrier de la Bathie et de M. Dumas, ainsi que les déterminations de M. Douvillé, on peut résumer comme suit la série sédimentaire du Beronono :

9. Calcaires blancs en dalles à *Protocardium* cf. *striatulum* Sow. et *Pholadomya ovulum* AGASS. couronnant la falaise (70 m.);
8. Calcaires jaunâtres en dalles à *Lopha costata* Sow., *Trigonia tenuicostata* LYCETT (ou *T. costata* PARKINSON pour M. Douvillé), *Pholadomya reticulata* AGASS., *Astarte astartoides* THÉV.; alternant avec des marnes à lignite et à gypse et des schistes bitumineux (20 m.);
7. Grès blancs à nodules de pyrite avec intercalations schisteuses (10 m.);
6. Schistes argileux à gypse et lignite alternant avec des lits minces calcaires et gréseux (60 m.);
5. Calcaires formant abrupt, à *Bouleiceras nitescens* THÉV. et *Spiriferina rostrata* SCHL. avec : *Terebratula copiapensis* MÖRCKE, *Lima colcanapi* THÉV., *Pecten ambongoensis* THÉV., *Protocardium* cf. *striatulum* Sow., *Ceromya* cf. *Terquemi*, *C. madagascariensis* THÉV., *Nautilus* cf. *intermedius* D'ORB., etc. (10 m.);
4. Schistes marneux à lits de lignite (50 m.);
3. Alternance de schistes et de minces bancs calcaires et gréseux (5 m.);
2. Argiles verdâtres à lignite et schistes bitumineux (5 m.);
1. Grès de Morafenobe.

Je considère encore dans cette coupe, comme dans celle de l'Ankarakely, que le niveau de grès 7 représente la base de Bajocien, les faunes plus élevées à *Lopha costata* et à *Trigonia tenuicostata* étant bajociennes, ainsi d'ailleurs que M. Douvillé l'a indiqué.

Plus loin encore, vers l'Est, la falaise limitant l'Ankara remonte vers le Nord et en même temps le Lias change de faciès et perd beaucoup de sa netteté. A l'Ouest d'Antanandava et du lac Komadio, il ne m'a plus été possible de retrouver les calcaires à Spiriférines et à *Bouleiceras*; d'ailleurs, l'épaisseur totale des niveaux que j'ai rapportés au Lias et au Bajocien était de 220 m. environ à l'Ankarakely, alors qu'ici ce même ensemble ne présente plus qu'une puissance de 120 m. environ. La coupe du rebord des plateaux au Sud d'Ankamakama comporte la série suivante :

8. Calcaires en dalles, parfois spathiques, roses ou jaunâtres, alternant avec des marnes grises, à moules de Lamellibranches, et des lumachelles de petits Lamellibranches indéterminables à *Trigonia tenuicostata* LYCETT, *T. sp.*, *Pholadomya* cf. *andina* Mörcke;
- Bancs à huitres à la base (au total 25 m.);
7. Marnes gris sombre (5 m.);
6. Calcaires lumachelliques (petits Lamellibranches et Huitres) avec intercalation de marnes noires à débris d'os de Reptiles;

- Calcaires à *Astarte* sp. et *Pseudotrapezium* cf. *depressum* NEWTON à la base (au total 10 m.);
5. Grès calcaires bien cimentés (5 m.);
 4. Marnes grises à gypse (20 m.);
 3. Grès tendres calcaires avec bancs bien cimentés, à os de Reptiles très fragmentés et bois silicifiés (50 m.);
 2. Alternances de calcaires jaunes en bancs minces et de marnes (10 m.);
 1. Grès tendres de Morafenobe.

Dans cette série, dont la partie supérieure (niv. 8) est certainement bajocienne, il est difficile de préciser les niveaux qui doivent être rattachés au Lias par suite de l'absence de la faune caractéristique décrite précédemment. Comme dans les coupes précédentes, il n'est pas possible d'autre part de fixer la limite supérieure du Trias; cependant, j'ai admis sur la carte ci-jointe que le niveau 3, riche en débris d'os de Reptiles, malheureusement trop fragmentaires pour être déterminables, appartenait au Lias, ainsi d'ailleurs que le petit niveau calcaire qui lui est subordonné. Ces deux niveaux 2 et 3, qui affleurent au pied de la falaise limitant l'Ankara, couronnent également les collines situées au Sud de cette falaise, les fonds de vallées étant creusés dans les grès de Morafenobe. Cette disposition, qui s'étend depuis le NW du lac de Komadio jusqu'à la Marobarua, a été figurée d'une manière un peu schématique sur la carte, le temps m'ayant fait défaut pour préciser les contours. Les affleurements calcaires figurés par M. Perrier de la Bathie sur sa coupe XI (164) me paraissent devoir être rapportés au niveau 2 et les grès situés plus à l'Ouest au niveau 3, sans que les légères variations de pendages soient suffisantes pour faire admettre l'existence d'une faille en ce point.

En résumé, l'existence de formations liasiques dans cette région voisine de la Betsiboka ne me paraît pas certaine, en l'absence de fossiles caractéristiques, et il n'est pas impossible que la transgression bajocienne qui, d'après M. P. Lemoine, s'est étendue jusque sur le bord du Massif cristallin au Nord de Maevatanana, se soit déjà avancée ici jusque sur le Trias, tous les sédiments laguno-marins superposés aux grès de Morafenobe pouvant appartenir à l'Oolithe inférieure.

3. Rebord de l'Ikavo.

Entre la vallée de la Mahavavy et le signal Ikavo SW, à partir duquel la falaise limitant la cause remonte vers le Nord, l'affleurement du Lias s'observe d'une manière parfaite dans la partie supérieure de cette falaise, grâce à la continuité de l'abrupt formé par la barre de calcaire à Spiriférines. Deux autres ressauts moins marqués s'observent aussi généralement, mais au-dessus du précédent. Un seul accident notable rompt cette continuité, c'est le dyke doléritique de l'Antetazambato qui traverse non seulement les grès triasiques, mais encore les formations calcaires qui les surmontent, à la faveur d'une faille qui, autant que j'ai pu m'en rendre compte à quelque distance, se traduit par un léger abaissement de la lèvre occidentale.

A l'Ikavo SW, aucune variation importante ne s'observe dans les niveaux du Lias. Il en est encore de même, d'ailleurs, le long de la falaise qui limite l'Ikavo vers l'Ouest. A l'Ankavitra, légère avancée du plateau, à l'Est d'Ampoza, j'ai relevé la coupe suivante :

12. Latérite de dolérite (42 m.);
11. Banc de calcaire sombre fétide (1 m.) surmontant des calcaires blancs sublithographiques (15 m.);
10. Calcaires gréseux bien lités alternant avec des bancs de calcaires oolithiques gréseux et surmontés d'une lumachelle à *Lophu costata* Sow. et *Ostrea* sp. (30 m.);

9. Marnes grises (16 m.);
8. Grès fins, rougeâtres tendres et grès bruns bien cimentés à *Rhynchonella* cf. *concinna* Sow. et nombreux fragments d'os de Reptiles (côtes, vertèbres, etc.) (10 m.);
7. Marnes avec intercalations gréseuses à *Leda* sp., fragments de plaques dermiques de Crocodiliens. Bancs de calcaire gréseux brun à la base (au total 20 m.);
6. Marnes grises ou rougeâtres avec quelques bancs gréseux (40 m.);
5. Calcaires marneux jaunâtres, parfois rosés, formant abrupt avec lumachelles à Huitres et riche faune (5 m.):

<i>Spiriferina</i> cf. <i>rostrata</i> SCHL.,	<i>Ceromya</i> cf. <i>madagascariensis</i> THÉV.,
<i>Rhynchonella</i> cf. <i>concinna</i> SOW.	<i>Pholadomya</i> cf. <i>corrugata</i> KOCH et DUNK.,
<i>Lima</i> (<i>Plagiostoma</i>) cf. <i>gigantea</i> DESH.,	<i>Natica</i> cf. <i>pictaviensis</i> D'ORB.,
<i>Lima</i> sp.,	<i>Bouleiceras nitescens</i> THÉV.
4. Marnes schisteuses (2 m.);
3. Calcaires jaunâtres et marnes avec bancs gréseux (10 m.);
2. Argiles à gypse (40 m.);
1. Grès de Morafenobe à bois silicifiés.

La série stratigraphique est encore ici très voisine de celle de l'Ankarakely ; je considère les grès à Reptiles 8 comme constituant la base du Bajocien ; mais, comme dans tous les autres points étudiés, la limite inférieure du Lias est impossible à préciser.

Lorsqu'on continue à suivre le rebord occidental de l'Ivako encore plus loin vers le Nord, on observe une réduction progressive de l'épaisseur du Lias, qui passe de 100 m. environ (en prenant les argiles à gypse 2 comme sommet du Trias) à l'Ankavitra, à 40 m. environ au mont Tsiafakantitra (SE de Bokarafo). En même temps, le niveau de grès 8 qui surmonte immédiatement le Lias augmente de puissance et, l'altitude de la crête de la falaise s'abaissant, ce sont les grès qui affleurent sur de larges surfaces, au bord du plateau, dans la région située au Sud du Tsiafakantitra et à l'Est du Kivorondolo.

Le Tsiafakantitra correspond à un brusque redan de la falaise limite de l'Ikavo qui contourne l'extrémité nord de l'arête cristalline du Kivorondolo. En ce point, la coupe de cette falaise se simplifie beaucoup ; on observe la succession suivante (Pl. III, fig. 2):

7. Grès bruns bien cimentés à la base, plus tendres à la partie supérieure, affleurant largement à la surface du plateau ;
6. Calcaires fins sublithographiques et calcaires jaunâtres bien lités et à stratification entrecroisée (20 m.) ;
5. Marnes grises (5 m.) ;
4. Calcaires marneux et marnes à *Spiriferina* cf. *rostrata* SCHL., *Terebratula* sp., *Ceromya madagascariensis* THÉV., *Bouleiceras nitescens* THÉV., *Harpoceras madagascariensis* THÉV., formant un ressaut encore bien net (5 m.) ;
3. Marnes (20) ;
2. Bancs minces calcaires alternant avec des bancs gréseux (5 m.) ;
1. Grès de Morafenobe.

Un peu plus au Nord, la piste de Bokarafo à Malenola, qui escalade la base de la falaise à la faveur d'un dyke de dolérite, traverse une série identique avant d'atteindre le plateau : au-dessus des marnes 3, on observe un banc de lumachelle à petites Huitres voisines de *Liogryphea sublobata*, puis des calcaires marneux et des calcaires bréchoïdes à *Bouleiceras nitescens* et à Spiriférines, surmontés eux-mêmes par des marnes jaunâtres. Les grès qui se rencontrent au-dessus ne constituent plus ici toutefois la surface du plateau,

ils sont recouverts par une épaisse formation latéritique jaune clair qui provient de l'altération d'une nappe de microgranite à riébeckite passant à une trachyte quarzifère, probablement intrusive et en rapport avec le gros massif voisin d'Ambohinihalo.

4. Prolongement occidental de l'Ikavo.

La falaise qui limite les plateaux calcaires se prolonge vers le NW en s'abaissant progressivement, de sorte que le Lias, dont l'épaisseur est désormais à peu près constante (50 m. environ) constitue une importante partie de la pente. C'est M. Gautier qui le premier a signalé des niveaux fossilifères, reconnus liasiques par THÉVENIN (187, p. 3), le long de la piste de Mahiagidro à Namoroka. Le seul fossile cité de cette localité par Thévenin est *Spiriferina* cf. *rostrata*. Dans son rapport de mission, Giraud écrit : « A 3 h. 30, au Nord de Tsitanandro, en allant sur Namaotra, les grès et sables tendres sont surmontés par des grès calcaires, des calcaires lumachelles à petites Huitres : *Liogryphea sublobata* du Lias moyen ou supérieur, puis des calcaires durs, sublithographiques en grandes dalles. L'ensemble plonge de 5 à 10° au NNW. » Il est certain que ces indications se rapportent au point précis où M. Gautier a recueilli des Spiriférines et, par conséquent, là encore, le Lias doit être bien développé avec sa faune normale. N'ayant pas traversé personnellement le rebord des plateaux jurassiques en ce lieu et l'ayant seulement observé à quelques kilomètres de distance, il ne m'est pas possible de préciser davantage la comparaison de cette coupe avec celle de l'Ankarakely.

Au delà du Manombo, la falaise s'infléchit vers le SW, se dirigeant vers le Massif de l'Ambohitrosy, mais dans cette région elle ne constitue plus que le rebord d'une étroite bande jurassique qui s'insinue entre les dômes cristallins de Bekodoka et d'Ambohipaky. La majeure partie de ces affleurements calcaires semblent d'ailleurs devoir être rapportée au Lias. En suivant la piste qui relie Tsitanandro à Bevary, on observe la coupe suivante (fig. 8) :

12. Sables latéritiques rouge sombre couvrant le plateau (30 m.);
11. Calcaire blanc bréchoïde à Polypiers (10 m.);
10. Filon-couche de dolérite;
9. Calcaires gris-bleuâtre alternant avec des bancs plus durs formant ressaut (20 m.);
8. Calcaires marneux gris bleuâtre très fossilifère (5 m.) avec :

<i>Spiriferina</i> cf. <i>rostrata</i> SCHL. var.	<i>Astarte astartoides</i> THÉV.,
<i>madagascariensis</i> THÉV.,	<i>Protocardium</i> sp.,
<i>Lima (Plagiostoma) punctata</i> DESH.,	<i>Trigonia</i> sp.,
<i>Pecten ambongoensis</i> THÉV.,	<i>Bouleiceras nitescens</i> THÉV.
7. Calcaires brun-jaunâtre en plaquettes avec lumachelles à *Liogryphea sublobata* DESL (5 m.);
6. Calcaires bleuâtres et marnes blanches (5 m.);
5. Filon-couche de dolérite (3 m.);
4. Grès blancs avec intercalations de marnes et de calcaires marneux en nodules gris sombre ou noirâtres à traces charbonneuses (7 m.);
3. Marnes grises (5 m.);
2. Marnes verdâtres, grès et lits de calcaires blanchâtres sans fossiles (10 m.);
1. Grès de Morafenobe, rouges et blancs.

Malgré quelques variations de faciès, l'analogie de cette coupe avec celle de l'Ankarakely est frappante; il est probable que des recherches minutieuses dans le niveau 8 fourniraient une faune aussi riche que celles recueillies dans la vallée de la Mahavavy. Les

limites précises à assigner au Lias dans ces formations sont difficiles à établir; l'absence du niveau gréseux à Reptiles que j'ai considéré, dans les autres coupes, comme la base du Bajocien et le manque de fossiles dans les niveaux supérieurs ne permettent pas de fixer la limite supérieure du Lias; toutefois, il est possible que les calcaires blancs à Polypiers (niv. 11) représentent déjà l'Oolithique. Les mêmes niveaux se retrouvent sur le rebord opposé de l'étroit plateau jurassique, en descendant vers Bevary, mais la pente beaucoup moins raide ne permet pas une étude détaillée. Par contre, en remontant de Bevary vers Namahota, ce sont des calcaires blancs sublithographiques qui surmontent directement le Trias et, autant que la présence d'une grosse intrusion de dolérite permet de s'en rendre compte, il n'existe plus de Lias à la base de l'Oolithe. Il semble en être de même sur tout le bord nord du dôme d'Ambohipaky, la piste de Bemena à Ambohipaky ne traverse aucun affleurement qui puisse être rapporté au Lias.

Par contre, vers le Sud, les affleurements de Lias se poursuivent jusqu'à 3 km. environ de la Sahondra, puis s'engagent entre le dôme cristallin d'Ambohipaky et les plateaux de grès, probablement créacés, qui bordent l'Abohitrosy au Nord. Il ne m'a pas été possible de me rendre compte du comportement des différents niveaux de la coupe de Tsitanandro dans cette région; ils s'enfoncent vraisemblablement sous le socle éruptif et créacé de l'Abohitrosy, d'une part, et se prolongent vers l'Ouest en se réduisant beaucoup, d'autre part. En effet, la piste d'Ambohipaky à Ampary ne rencontre plus que des blocs calcaires isolés, ne formant plus une assise continue, ayant un tout autre faciès que les diverses formations liasiques rencontrées jusqu'ici et que par suite je suis plutôt disposé à considérer comme oolithiques. Ce n'est qu'à l'Ouest de cette piste, au NW d'Ampandra, qu'on observe à nouveau des affleurements de calcaires marneux ayant le faciès du Lias, mais le temps m'a fait défaut pour y rechercher des fossiles.

II. AIRE D'ENNOYAGE DE MAINTIRANO ET AIRE ANTICLINALE DU CAP SAINT-ANDRÉ

Dans l'aire d'ennoyage de Maintirano, il n'existe aucune formation sédimentaire comparable aux niveaux liasiques qui viennent d'être décrits dans le bassin de Sitampiky. Sur toute la longueur de la falaise qui borde vers l'Est le Bemaraha, on observe le recouvrement direct des grès de Morafenobe par les calcaires massifs qui constituent le causse jurassique.

MM. LÉON BERTRAND et L. JOLEAUD (31) ont distingué, de part et d'autre de cette surface de contact, les niveaux suivants le long de la piste de Tsiandro à Ankavandra :

6. Calcaires en dalles, à grain fin formant un causse à l'Est de la forêt d'Antsingy.
5. Marnes.
4. Calcaires très dolomitiques à *Pecten* (assises formant la crête du Bemahara).
3. Arkose formant localement la base de la série liasique.
2. Marnes bariolées du Trias supérieur.
1. Grès triasiques.

Pour les auteurs de cette coupe, les arkoses 3 et les calcaires dolomitiques 4 représentent le Lias inférieur et moyen, les marnes 5 seraient l'équivalent des calcaires marneux et des marnes à *Spiriférines* et *Bouleiceras* de la Mahavavy. Les arguments en faveur de cette manière de voir sont, d'une part, l'analogie de faciès entre les calcaires dolomitiques et ceux d'âge médio-liasique que l'on rencontre dans beaucoup de régions géosyncinales d'Europe et, d'autre part, l'indépendance stratigraphique nette existant entre les niveaux 3, 4, 5 et les couches plus élevées qui, vers le Nord, sont franchement transgressives sur les premières.

Ce dernier argument, qui a seul une valeur indéniable, est renforcé par l'existence, à la base des couches oolithiques, d'une brèche calcaire et dolomitique que j'ai pu observer en plusieurs points de la bordure orientale du Bemaraha. Toutefois, et j'aurai l'occasion de revenir plus loin sur ce point, il m'a paru que ce sont les niveaux moyens de l'Oolithique inférieur et non les niveaux de base qui correspondent au maximum de transgression, venant reposer directement sur les grès triasiques entre le Col d'Anjia et le Manambao; il en résulte que les termes inférieurs de l'Oolithique se comportent comme le Lias et l'argument indiqué plus haut perd de sa valeur.

Ainsi que MM. Bertrand et Joleaud l'ont signalé, ces formations présumées liasiques sont principalement constituées par des calcaires dolomitiques, souvent percés de grottes, et qui forment l'entablement de la falaise orientale du Bemaraha, depuis la Manambolo jusqu'au delà de Binary vers le Nord. Ce sont eux encore qui affleurent sur le pourtour des fenêtres triasiques de Gadra et de Tsiandro à l'intérieur du Bemaraha. Leur épaisseur moyenne n'est que de quelques dizaines de mètres et se réduit très vite vers le Nord. Leur faune est très pauvre et ce seul fait explique l'incertitude dans laquelle on se trouve en ce qui concerne leur âge exact; je n'y ai rencontré que quelques moules de *Lamellibranches* (*Lima* sp.) et des Polypiers (en bordure de la fenêtre triasique de Tsiandro).

Ce niveau calcaire est souvent séparé des grès de Morafenobe ou des argiles panachées triasiques qui leur correspondent, par un banc peu épais de grès calcaires ou d'arkoses. Au-dessus des calcaires dolomitiques, on observe généralement des calcaires marneux avec quelques intercalations marnenses, aussi bien sur le pourtour de la fenêtre de Gadra que dans la plaine de Tsiandro, mais il est impossible de fixer l'âge de ces derniers niveaux et rien ne permet de les considérer comme équivalents du Lias supérieur à Spiriférines et *Bouleiceras* du bassin de Sitampiky.

Vers le Nord les calcaires dolomitiques s'amincissent progressivement; on les retrouve encore dans la région du Bevendro N., mais au col d'Anjia ce sont des calcaires pisolithiques beaucoup plus élevés dans la série de Bemaraha qui reposent directement sur le Trias. Plus au Nord encore, à la traversée du Ranobe, les calcaires de base du Bemaraha sont généralement bréchoïdes avec éléments de dolomie, ils sont encore très vraisemblablement d'âge oolithique, ainsi que tous les affleurements discontinus qui les prolongent vers le Nord. L'existence d'une importante transgression bajocienne ou bathonienne paraît indiscutable dans toute la région avoisinant l'Aire anticlinale du Cap Saint-André et les divers lambeaux calcaires, qui se rencontrent entre les dômes cristallins de l'Ambongo et le prolongement du Bemaraha, doivent être attribués à cette transgression et datés de l'Oolithe inférieure.

Il est intéressant de noter cependant ici la présence de calcaires gris-brun à Foraminifères, signalés par Giraud dans son rapport de mission, en blocs isolés à deux heures de marche au Nord de Bekodoka et à l'Est du Mont Ambohitrosy. Ni M. DECARY (74), ni moi-même, n'avons pu retrouver ces calcaires; la région où Giraud les a recueillis, non loin du Mont Ambatomainty, est entièrement constituée par des formations éruptives post-jurassiques et l'existence d'une couverture sédimentaire en ce point ne pourrait s'expliquer que comme le toit d'un laccolite. Toutefois, il est possible, comme M. Decary l'a fait remarquer, que ces calcaires n'affleurent que dans les fonds de vallées de la zone déprimée située entre la piste de Bekodoka à Sahondra et le Massif de l'Ambohitrosy, sous les formations éruptives. Cette explication, quoique peu conforme aux indications fournies par Giraud, concorderait bien avec la constitution géologique des abords nord du Massif de l'Ambohitrosy. On se trouverait en présence du substratum, peut-être liasique comme le pense Giraud, du massif éruptif; les grès crétacés qui forment le socle du massif vers l'Ouest ne semblent pas dépasser le méridien du Mont Ambohitrosy et ce serait là la raison pour laquelle ils n'apparaîtraient pas dans le contact de la roche éruptive et du Lias. Ce Lias, bien qu'avec un faciès différent, serait la prolongation de la bande située entre les deux dômes cristallins de l'Ambongo.

RESUMÉ STRATIGRAPHIQUE. CONCLUSIONS

L'étude détaillée qui précède montre que le Lias marin indiscutable n'existe que dans le bassin de Sitampiky, au Nord de l'anticlinal du Cap Saint-André. Là, il repose sur des grès et des argiles du Trias avec bancs calcaires à *Mytilus psilonoti* et *Myophoria vulgaris* et il est surmonté par des grès à Reptiles et des calcaires à faune bajocienne. La constitution stratigraphique du Lias dans cette région peut être résumée schématiquement comme suit :

3. Alternances de calcaires, de calcaires gréseux et de marnes avec lumachelles à *Liogryphea sublobata*.
2. Marnes grises ou noires à gypse et lignite, passant à des calcaires marneux à *Bouleiceras* et à *Harpoceras* divers.
1. Calcaires marneux à *Bouleiceras*, *Spiriferina rostrata* et *Pecten ambongoensis*. Lumachelle à la base.

Cet ensemble représente certainement le Lias supérieur, étant donné les analogies qui existent entre sa faune et les faunes, toarciennes principalement, d'Europe, d'Amérique du Sud (Chili) et du Japon, ainsi que Thévenin l'a montré. Les espèces recueillies jusqu'à ce jour et provenant, sans erreur possible, des niveaux précédents sont les suivantes :

<i>Terebratula Jauberti</i> DESL.	Domérien et Toarcien d'Europe et d'Afrique du Nord.
<i>Terebratula Copiapensis</i> MÖRCKE.	Lias supérieur et Oolithe inférieure du Chili.
<i>Terebratula</i> cf. <i>Ignaciana</i> D'ORB.	Lias du Chili.
<i>Spiriferina rostrata</i> SCHL. var. <i>madagascariensis</i> THÉV.	Lias moyen et parfois supérieur d'Europe, d'Afrique du Nord et du Chili.
<i>Inoceramus</i> cf. <i>dubius</i> SOW.	Lias supérieur d'Europe.
<i>Lima (Plagiostoma) punctata</i> DESH.	Lias d'Europe.
<i>Lima (Plagiostoma) Colcanapi</i> THÉV.	
* <i>Lima (Plagiostoma)</i> cf. <i>gigantea</i> DESH.	Lias moyen d'Europe.
<i>Pecten ambongoensis</i> THÉV.	Aff. <i>P. acuticosta</i> LAM., Lias supérieur d'Europe.
* <i>Hinnites</i> cf. <i>Davoei</i> DUM.	Lias supérieur du Chili et moyen d'Europe.
<i>Plicatula</i> sp.	
<i>Liogryphea sublobata</i> DESL.	Lias supérieur d'Europe.
<i>Astarte astartoides</i> THÉV.	
<i>Opis parvocardinata</i> THÉV.	
<i>Protocardium</i> cf. <i>striatulum</i> SOW.	Bajocien d'Europe.
<i>Gresslya</i> cf. <i>pinguis</i> AG.	Lias d'Europe.
<i>Ceromya madagascariensis</i> THÉV.	Aff. <i>C. concentrica</i> , Bajocien d'Europe.
* <i>Pholadomya</i> cf. <i>corrugata</i> KOCH et DUNKER.	Lias moyen d'Europe.
* <i>Pholadomya</i> cf. <i>andina</i> MÖR.	Lias du Chili.
<i>Natica</i> cf. <i>pictaviensis</i> D'ORB.	Bajocien d'Europe.
* <i>Nerita</i> cf. <i>minuta</i> SOW.	Bajocien d'Europe.
* <i>Phasianella</i> sp.	

<i>Nautilus intermedius</i> D'ORB.	Lias supérieur d'Europe.
<i>Harpoceras madagascariensis</i> THÉV.	Aff. <i>H. cornacaldense</i> TAUSCH du Lias d'Europe.
<i>Harpoceras</i> cf. <i>crassifalcatum</i> DUM.	Lias supérieur d'Europe et aff. <i>H. densicostatum</i> YOK. du Japon.
<i>Harpoceras pseudo-Grüneri</i> THÉV.	Aff. <i>H. Grüneri</i> DUM. du Lias supérieur d'Europe.
<i>Hildoceras inclytum</i> FUC. var. <i>madagascariensis</i> THÉV.	<i>H. inclytum</i> FUC. Domérien d'Europe et aff. <i>H. Chrysanthemum</i> YOK. du Japon.
<i>Bouleiceras nitescens</i> THÉV.	
* Humérus d' <i>Ichtyosaurus</i> .	

La plupart de ces espèces ont été déterminées et décrites par Thévenin (l'astérisque indique les espèces qui n'avaient pas encore été signalées avant mon passage) avec un certain nombre d'autres formes que j'ai omises volontairement, car elles me paraissent soit franchement bajociennes, soit douteuses; en particulier presque toutes les espèces provenant des récoltes de M. Gautier sur les pentes du plateau de l'Ikavo appartiennent aux niveaux bajociens. D'autre part un certain nombre d'espèces décrites par Thévenin proviennent de la région d'Ampasindava ou de Nosy-Be et exceptionnellement de la province de Morondava et n'ont pas été retrouvées aux abords sud de la Betsiboka.

La présence de fossiles triasiques dans les niveaux surmontant les grès de Morafenobe et immédiatement au-dessous du Lias supérieur, conduit nécessairement à la notion d'une phase d'émersion prolongée pendant l'Infra-Lias et le Lias moyen, même si l'on rapporte à cette période les argiles à gypse situées sous la barre de calcaires à Spiriférines. La transgression marine du Lias supérieur, succédant à une phase de sédimentation lagunaire et interrompue elle-même par des retours de ce mode de sédimentation, s'est étendue largement au Nord de l'aire anticlinale du Cap Saint-André; elle a certainement recouvert, au moins en partie, les dômes cristallins de l'Ambongo qui d'ailleurs étaient vraisemblablement encore recouverts par les grès triasiques; la bande de Lias qui subsiste entre les deux dômes semble appuyer cette hypothèse. Vers le Nord, la transgression de l'Oolithique inférieur qui s'est avancée jusque sur le bord du massif cristallin central, à l'Est d'Iraony, masque déjà complètement le Lias supérieur, au Sud de la Betsiboka, à partir du parallèle de Maevatanana. Toutefois, l'existence de Lias supérieur fossilifère, très comparable à celui du bassin de Sitampiky dans la province de Nosy-Be, démontre que la mer se prolongeait au Nord, le long de la côte occidentale de Madagascar, à cette époque. Il est seulement remarquable que la faune présente des variations rapides dans cette direction; *Bouleiceras* et *Pecten ambongoensis*, si communs dans la région de la Mahavavy, n'ont pas été signalés au Nord de la Betsiboka bien que l'existence de *Spiriferina rostrata* permette d'affirmer la contemporanéité des dépôts. Il est probable, par suite, que les communications dans le géosynclinal de Mozambique en voie de formation étaient encore difficiles.

Le problème de l'extension du bras de mer liasique vers le Sud est difficile à résoudre. Ainsi que je l'ai indiqué précédemment, l'attribution au Lias des calcaires dolomitiques qui constituent la base du Bemaraha dans la région du Manambolo est très discutable; le seul élément paléontologique sérieux permettant d'admettre la prolongation de la mer de Mozambique au Sud du Cap Saint-André pendant le Lias, est l'existence de quelques

fossiles (*Lytoceras fimbriatum* et *Phylloceras heterophyllum* de la région de Morondava) considérés comme des formes liasiques par FISCHER (91). Il est probable que l'étude détaillée de la bordure orientale du Bemaraha entre le Manambolo et l'Onilahy permettra de résoudre facilement ce problème.

CORRÉLATIONS AVEC LES RÉGIONS VOISINES

1° Madagascar.

Au Nord de la Betsiboka, sur la Côte NW de Madagascar, le Lias ne se rencontre que dans la Province de Nosy-Be, ainsi que je l'ai déjà indiqué. D'après M. H. Douvillé et Zeiller, qui ont étudié les matériaux recueillis par Villiaume, ces affleurements comportent des grès, des schistes noirs et des calcaires noirs à intercalations charbonneuses avec une faune caractérisée principalement par *Harpoceras* cf. *serpentinum*, *H.* cf. *metallarium*, *H.* cf. *Dumortieri*, *Protocardium striatulum* d'ORB. et *Spiriferina rostrata* SCHL. (dét. de Thévenin) et une flore contenant des *Equisetum*, des *Pecopteris*, *Pagiophyllum*, *Brachyphyllum*, *Yuccites*, etc. La faune est très voisine de celle décrite du Sud de la Betsiboka, mais les faciès sont un peu différents; la présence d'une flore assez riche et de traces charbonneuses semble en rapport avec l'existence dans cette région d'un seuil, interrompant partiellement les dépôts post-triasiques et reproduisant, à une plus petite échelle, la disposition observée au Cap Saint-André. Il est vraisemblable que ce seuil a joué un rôle important pour la constitution d'une véritable province zoologique dans le bassin liasique de Sitampiky et de Majunga.

2° Côte orientale d'Afrique.

En dehors de la région NW de Madagascar, le Lias marin n'est encore connu en aucun point de la partie méridionale de l'ancien géosynclinal de Mozambique, de sorte qu'il n'est pas encore possible à l'heure actuelle de savoir si le bras de mer existant au Lias entre l'Afrique orientale et Madagascar était un cul-de-sac ou un chenal ouvert à son extrémité sud. Le long de la côte africaine depuis le Cap jusqu'à l'Est Africain Anglais, le sommet des formations gréseuses continentales correspondant à la partie supérieure du Karoo et citées antérieurement, depuis les Cave Sandstones jusqu'aux Duruma Sandstones, semble seul pouvoir être rattaché, d'une manière dubitative, au Lias inférieur. La présence de végétaux tels que *Voltziopsis* entre Tanga et Moa (ancienne Afrique Orientale Allemande) dans ces niveaux, ne permet pas d'affirmer leur âge liasique. Au-dessus de ces formations continentales, depuis la région de Tanga jusqu'à l'Uganda, les dépôts marins transgressifs les plus anciens semblent appartenir à l'Oolithe inférieure et même au Bathonien; en aucun point le Lias n'a été signalé. Il faut remonter jusque dans la Côte des Somalis Italienne pour trouver, à la base du Groupe de Baerdera, des calcaires gréseux et des lumachelles (près de Matagoi), surmontant directement le soubassement cristallin et que STEFANINI (A. 27) rapporte, avec réserves, au Lias. En continuant à suivre, vers le Nord, l'ancienne côte du Géosynclinal de Mozambique, en Abyssinie puis en Egypte, il semble, en l'état actuel de nos connaissances, que ce soit généralement le Bathonien qui repose directement sur les grès attribués au Trias. C'est seulement dans le Nord du Désert Arabe que des fossiles, rapportés au Lias inférieur par GRECO (A. 14), ont été recueillis.

3° Inde.

Au Nord de Madagascar, il faut atteindre l'Inde pour retrouver la prolongation de la côte orientale du Géosynclinal de Mozambique. Dans la presqu'île de Cutch, comme sur presque

toute la longueur de la côte est de l'Afrique, c'est l'Oolithique inférieur (Patcham group) qui repose en transgression sur le massif ancien. Ce n'est que dans le Béloutchistan que le Lias apparaît sous forme de calcaires et de schistes présentant une faune qui rappelle beaucoup les faunes d'Europe, mais qui a fourni, outre des *Phylloceras*, *Lytoceras*, *Grammoceras*, etc., un spécimen de *Bouleiceras nitescens* (A. 26). Cette région est d'ailleurs au voisinage immédiat du confluent de la Téthys et du Géosynclinal de Mozambique. De part et d'autre de cette jonction, les formations liasiques de l'Himalaya, d'une part, et de la Perse, d'autre part, présentent encore beaucoup d'analogies, au point de vue paléontologique, avec le Lias de Madagascar.

CHAPITRE IV

LE BAJOCIE ET LE BATHONIE

HISTORIQUE

La présence de Jurassique dans les formations sédimentaires de la côte occidentale de Madagascar a été reconnue d'abord par A. GRANDIDIER (110, 111); puis BARON explora la région située au Nord de la Betsiboka et, débordant légèrement sur la rive gauche de ce fleuve, récolta quelques fossiles Jurassiques aux abords du Tsitondroina (1) ¹. Mais c'est seulement à la suite des explorations de M. GAUTIER (100, 101, 102) que la répartition des affleurements jurassiques au Nord et au Sud de l'aire anticlinale du Cap Saint-André commença à se préciser. Sur sa carte publiée en 1898, M. GAUTIER (103) indiquait les grandes unités de calcaires jurassiques avec des contours assez exacts. Les fossiles recueillis par cet explorateur furent étudiés par M. M. BOULE dans plusieurs notes (39, 43).

En 1900, les publications de MM. M. BOULE (46) et H. DOUVILLÉ (80) sur la géologie de Madagascar n'apportèrent aucun fait nouveau important concernant le Jurassique de la région du Cap Saint-André. Deux ans après, M. GAUTIER (104) indiquait seulement comme probable l'âge jurassique des causses de l'Ankara et de l'Ikavo ainsi que du Bemaraha.

Ce sont les explorations de BARON et MOUNEYRES (3) qui permirent de préciser pour la première fois, grâce aux déterminations de M. H. DOUVILLÉ (3), l'âge bajocien et bathonien des calcaires constituant les plateaux de l'Ankara, de l'Ikavo et du Bemaraha. Un peu plus tard, en 1906, les recherches de Colcanap assignèrent des limites assez précises au Bajocien-Bathonien, non seulement sur le bord méridional, mais encore sur le bord septentrional des causses de l'Ikavo et de l'Ankara. Ainsi que je l'ai indiqué dans le chapitre précédent, il y a lieu de penser qu'une partie de la faune décrite comme liasique par THÉVENIN dans son étude sur le Lias de Madagascar (187), doit, en réalité, être rapportée au Bajocien. Enfin en 1913, GIRAUD donnait dans son rapport de mission (107) quelques indications supplémentaires sur les affleurements et la faune du Jurassique situé entre le Cap Saint-André et la Betsiboka.

Depuis la guerre, la carte de M. PERRIER DE LA BATHIE, publiée dans une note de M. DUMAS (87), donna une idée, beaucoup plus précise que les diverses esquisses géologiques antérieures, de l'allure des affleurements jurassiques au Nord et au Sud du Cap Saint-André. Enfin, à la suite de leur mission en 1923, MM. Léon BERTRAND et L. JOLEAUD (31) firent connaître la série stratigraphique jurassique du Bemaraha et de ses abords occidentaux. En même temps, la mission annexe de M. DECARY ajoutait des faits nouveaux à notre connaissance du Jurassique de l'Ambongo et des plateaux de l'Ikavo et de l'Ankara (74, 75).

RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE. PRINCIPAUX FACIÈS. FAUNE

1. BASSIN DE SITAMPIKY

Les affleurements de l'Oolithique inférieur occupent une étendue considérable dans le Bassin de Sitampiky; ils constituent, en effet, la totalité des causses de l'Ankara et de l'Ikavo, qui occupent plus de 7.000 km², et une large bande prolongeant l'Ikavo vers le NW et qui s'étend jusqu'au Manombo, au NW d'Ambohipaky.

1. Probablement assez loin car ce mont est situé dans des affleurements crétacés.

Si l'on en excepte les horizons les plus inférieurs, qui possèdent un faciès détritique, le Bajocien et le Bathonien forment ici une série calcaire ou marno-calcaire très homogène où la séparation des deux étages, outre qu'elle serait artificielle, ne pourrait pas s'effectuer avec certitude. Toutefois, pour la commodité de l'exposition, j'étudierai successivement les formations qui affleurent dans la falaise bordant les causses au Sud et à l'Ouest, formations qui sont en majeure partie bajociennes, puis les niveaux plus élevés qui constituent la surface des plateaux et qui appartiennent, probablement en presque totalité, au Bathonien.

A. La Falaise.

Vallée de la Mahavavy.

Au cours de l'étude du Lias le long de la bordure méridionale et occidentale des plateaux jurassiques, j'ai été généralement amené à faire figurer, dans mes coupes, les termes inférieurs du Bajocien. A l'Ankarakely, à l'Ouest d'Antanimbaribe, le versant ouest de la vallée de la Mahavavy présente au-dessus du Lias les niveaux suivants (p. 79 et fig. 9);

12. Calcaires zoogènes formant le plateau;
11. Calcaires bruns gréseux à *Trigonia tenuicostata* LYCETT et *Lopha costata* Sow., avec bancs marneux (30 m.);
10. Grès rougeâtres bien cimentés (10 m.);
9. Marnes noires et calcaires bruns gréseux (25 m.) (sommet probable du Lias).

J'ai déjà indiqué, en discutant la limite supérieure du Lias dans cette coupe, que le niveau de grès (niv. 10) devait, selon toute vraisemblance, représenter la base du Bajocien; il semble être continu le long du bord méridional et oriental des causses jurassiques, ainsi que sur les versants de la vallée de la Mahavavy jusqu'en aval de Bekodia, et constitue de ce chef un bon repère. Ce sont les alternances de calcaires bruns gréseux et de marnes surmontant ces grès qui permettent, par leur faune, de préciser l'âge bajocien des niveaux cités ci-dessus. La petite Trigonie qui s'y rencontre présente à la fois des analogies avec *Trigonia costata* Park. et avec *T. tenuicostata* Lycett, et c'est là probablement la raison qui explique le fait que THÉVENIN ne signale que la seconde espèce (187) alors que M. H. DOUVILLÉ (83) ne cite que la première; il me paraît certain que les deux espèces décrites doivent se rapporter à une seule forme caractérisée par un crochet fortement courbé comme *T. tenuicostata*, mais avec un nombre de côtes moindre que le type de cette espèce. Les deux formes appartiennent d'ailleurs au Bajocien d'Europe. Il en est de même de la petite Huitre, très abondante dans certains bancs et que je rapporte, d'accord avec M. H. Douvillé, à *Ostrea (Lopha) costata* Sow. et non à *O. subserata* Goldf. comme l'avait admis Thévenin (cette dernière forme serait d'ailleurs non une Huitre, mais une Plicatule, pour M. H. Douvillé).

Les calcaires blancs zoogènes (niv. 12) qui couronnent le plateau ne m'ont pas fourni de fossiles déterminables, mais seulement des débris de tests divers et des radioles d'Échinides. Il n'est donc pas possible de préciser l'âge bajocien ou bathonien de ce niveau.

Ces horizons, qui affleurent dans les flancs de la vallée de la Mahavavy jusqu'en aval de Bekodia, présentent partout, semble-t-il, les mêmes caractères. Sur la piste de Majeromanga à Antanimbaribe, entre la Mahavavy et le Mont Kasoa, la succession que l'on observe ne diffère pas sensiblement de celle de l'Ankarakely; on peut résumer comme suit les différentes coupes correspondant aux nombreux ravins traversés :

7. Calcaires rubanés blancs, à zones sublithographiques et à zones zoogènes.
6. Calcaires gréseux bruns et bancs marneux à *Trigonia tenuicostata* LYCETT, *Lopha costata* Sow., *Terebratula copiapensis* MÖRICKÉ, *Rhynchonella* sp., *Pholadomya*

reticulata Ag., avec minces intercalations de lumachelles à petits Lamellibranches (*Mytilus*, *Modiola*) (40 m.).

5. Calcaires bruns, fins, en gros bancs (10 m.).
4. Lumachelle à *Lopha costata* Sow. (5 m.).
3. Calcaires bruns parfois gréseux en gros bancs (15 m.).
2. Grès bien cimentés un peu ferrugineux (10 m.).
1. Calcaires marneux sombres (sommet du Lias).

En plusieurs points, on observe des intrusions doléritiques qui viennent s'intercaler dans la série sédimentaire. Les altitudes respectives, plus basses au Sud qu'au Nord, auxquelles j'ai trouvé les affleurements des mêmes horizons, me font penser qu'un accident assez important, flexure ou faille, doit exister à quelques kilomètres au Nord du confluent du Leromby et de la Mahavavy, mais il ne m'a pas été possible, faute de temps, de m'assurer de son extension.

Bordure sud de l'Ankara.

Les horizons de base de l'Oolithe inférieure se poursuivent vers l'Est, en bordure de l'Ankara, surmontant partout le Lias et constituant la crête du plateau.

Au Beronono les coupes qui ont été données par M. PERRIER DE LA BATHIE (164) d'une part et M. DUMAS (87) d'autre part ne concordent pas sur beaucoup de points; toutefois, en tenant compte à la fois de ces deux coupes et des déterminations de M. H. DOUVILLÉ (83), on peut admettre que la succession est à peu près la suivante (v. p. 82) :

3. Calcaires blancs à *Natica* sp., *Protocardium striatulum* Sow., *Pholadomya ovulum* Ag., *Ceromya* sp. etc., pouvant comporter des intercalations de schistes bitumineux (Dumas) (70 m.).
2. Alternances de calcaires et de schistes fossilifères à *Trigonia tenuicostata* LYCETT (ou *T. costata*), *Pholadomya reticulata* Ag., *Astarte astartoides* THÉV., *Lopha costata* Sow., *Corbula* sp., *Gervillia* sp., *Lima* sp., *Cypricardia* sp., avec parfois intercalations de gypse et de lignite (Dumas), (20 m.).
1. Grès blancs avec intercalations schisteuses et nodules de pyrite (10 m.).

Ce dernier niveau repose encore ici sur les marnes du Lias supérieur. Pour M. H. DOUVILLÉ, le niveau 3 de calcaires blancs doit être considéré comme bathonien; le Bajocien serait dès lors réduit ici aux niveaux 1 et 2, avec une épaisseur totale de 30 m. seulement. D'autre part, la coupe donnée par M. Dumas comporte le niveau de grès 1 qui doit certainement être la prolongation du banc de grès (niv. 10) de l'Ankarakely et (niv. 2) de la piste d'Antanimbaribe à Majeromanga.

Plus loin vers l'Est, alors que nous avons vu le Lias perdre de sa netteté par suite de la disparition des niveaux fossilifères les plus typiques, les horizons inférieurs de l'Oolithe conservent sensiblement leurs faciès essentiels et leur faune caractéristique. Cependant, au Sud d'Ankamakama (p. 82), il ne m'a plus été possible de retrouver le banc gréseux que j'avais considéré jusqu'ici comme la base du Bajocien; par suite, la délimitation du Lias et de l'Oolithe devient délicate, d'autant que plusieurs intercalations de grès se rencontrent dans la série semblant se rapporter au Lias, mais qui, par ce fait même, constitue peut-être la base du Bajocien. Par contre, l'entablement de la falaise est formé ici par des calcaires en dalles, parfois spathiques, roses ou jaunâtres, alternant avec des marnes grises à *Trigonia tenuicostata*, *Tr.* sp., *Pholadomya angustata* Sow. et nombreux moules de Lamellibranches indéterminables; plusieurs bancs minces de lumachelles à Huitres et petits Lamellibranches s'intercalent également dans ces formations. On se trouve là, évidemment, en présence de la prolongation des niveaux bajociens fossilifères déjà décrits; cependant je n'ai pas recueilli *Lopha costata*, qui est si commune vers l'Ouest.

Lorsqu'on se rapproche encore de la Betsiboka, les faciès paraissent changer notablement, les renseignements fournis par différents auteurs sur les formations traversées par la piste

de Maevatanana à Ankirihitra que je n'ai pas suivie personnellement, sont peu précis ; seul M. Decary indique les principaux niveaux traversés, ce sont de haut en bas :

5. Alternances de calcaires en dalles et de calcaires marneux couverts de moules d'*Astartes* et de *Veneridae*. Vers leur base, près de la Mandrava se rencontre un niveau marneux renfermant une très belle faune de Polypiers que j'ai pu étudier et dans laquelle j'ai déterminé :

Isastrea cf. *salinensis* Koby,
Isastrea cf. *tenuistria* M'COY,
Latimæandra Davidsoni EDW. et HAIME.
Latimæandra Salinensis Koby,
Thamnastrea sp.,
Astrocænia sp.,
 avec *Pholadomya angusta* Sow.

4. Banc de grès dur, fin, rosé, de 10 m. environ.
3. Nouvelles alternances de calcaires et de calcaires marneux en dalles.
2. Calcaires rocaillieux jaunâtres en dalles et en plaquettes.
1. Grès triasiques.

La plupart des Polypiers cités plus haut du niveau 5 sont bajociens et *Pholadomya angustata* est une forme de l'Oolithique inférieure, bajocienne généralement, et pouvant se rencontrer jusque dans le Callovien en Europe. Il est donc très vraisemblable que les niveaux 5 et 4 représentent le Bajocien, le niveau 3 pouvant être encore bajocien ou liasique. Dans tous les cas, les grès 3 sont vraisemblablement la prolongation de l'horizon détritique déjà décrit à la base de l'Oolithique ou tout au moins un niveau qui a relayé cet horizon.

Au Nord de la Betsiboka, les formations à faciès détritiques deviennent très vite prépondérantes en même temps qu'une transgression importante, mise en évidence par M. P. Lemoine, les fait reposer directement sur le massif cristallin, à l'Est d'Iraony. Il est certain, étant donné la réduction du Lias sinon sa disparition complète aux abords sud de la Betsiboka, que la transgression bajocienne était déjà sensible dans cette région ; les intercalations gréseuses qui existent à la base de l'Oolithique dans le Bassin de Sitampiky sont peut-être l'équivalent des grès à *Bothriospondylus madagascariensis* Lyc. développés au Nord de la Betsiboka. Toutefois il existe généralement des calcaires à *Corbula pectinata* Sow. à la base des grès à *Bothriospondylus*, au Nord de Maevatanana, alors que ce sont les grès qui semblent constituer le niveau de base plus au Sud, sauf à l'Ouest de Maevatanana où les calcaires 3 sont peut-être bajociens et au Sud d'Ankamakama où le niveau gréseux n'a pas pu être précisé.

Bordure de l'Ikavo.

A l'Ouest de la Mahavavy, comme à l'Est, les horizons de l'Oolithique inférieur se poursuivent régulièrement, constituant, au-dessus du Lias, l'entablement de la falaise qui borde l'Ikavo au Sud et à l'Ouest.

M. Gautier a recueilli dans les pentes de l'Ikavo, mais en un point qui n'a pas été précisé, une faune étudiée par THÉVENIN (187) et comportant principalement des espèces bajociennes. La plupart des formes citées doivent appartenir au niveau à *Trigonia tenuicostata* et *Lopha costata* (*Ostrea subserrata* de Thévenin) ce sont, outre les deux espèces précédentes :

Natica cf. *pictaviensis* d'ORB., *Gryphea* cf. *sublobata* DESL., *Eopecten* cf. *tuberculosis* GOLDF., *Astarte* cf. *detrита* GOLDF., *Protocardia* cf. *striatula* SOW., *Pholadomya* cf. *Idea* d'ORB., *Ph.* cf. *ovulum* AG., *Rhynchonella Moorei* DAV., *Rh.* cf. *aenigma* d'ORB.

J'ai omis volontairement dans cette liste quelques espèces citées également par Thévenin et qui me paraissent provenir de niveaux moins élevés, peut-être même y aurait-il lieu de retrancher quelques noms de la liste précédente. Quoi qu'il en soit, cette faune est nettement bajocienne, la plupart

des espèces se rencontrant dans le Bajocien d'Europe comme Thévenin l'a fait remarquer. C'est faute de renseignements précis que cet auteur a décrit ces fossiles avec ceux du Lias de Madagascar, mais en faisant remarquer que Colcanap avait recueilli, peut-être dans le même niveau, au Nord de Besakay, *Sonninia* cf. *decora* Buckm. qui est franchement bajocienne. M. H. DOUVILLÉ (83) signale dans les mêmes parages : *Liogryphea sublobata*, *Lima Colcanapi*, *Pholadomya* cf. *glabra*, *Modiola* sp. et *Arca* sp. avec une lumachelle à *Rhynchonella Moorei*.

Un peu plus à l'Est, au voisinage de l'Ikavobe et au Nord d'Ambatomainty, Mouneyres et Baron ont recueilli, à la fois dans les ravins qui entament la surface du plateau, en particulier dans la vallée de l'Ankarongana, affluent de la Kiananga, et dans la partie supérieure de la falaise qui limite ces plateaux, une faune dans laquelle M. H. DOUVILLÉ (81) a reconnu :

Sonninia decorata Buck., *Natica* sp., *Pseudomelania* sp., *Trigonia costata*, *Lopha costata* (vallée de l'Ankarongana) et de plus : *Natica* sp., *Cardium consobrinum*, *Corbula* sp., *Pholadomya ovulum*, *Trigonia costata*, *Lopha costata*, *Arca* sp., *Nucula nucleus* Turt., *Rhynchonella* sp. (pente de la falaise).

Il est certain que ces divers gisements sont de même âge, bien que M. Douvillé considère seulement le premier comme bajocien et le second comme bathonien ; ils correspondent à la prolongation vers l'Est des couches à *Trigonia tenuicostata* et *Lopha costata* déjà décrites.

Au delà de l'Ikavo SW, lorsqu'on longe le bord occidental des plateaux jurassiques, on observe facilement la continuité absolue de la série oolithique inférieure comme celle du Lias qu'elle surmonte. A l'Ankavitra, dont j'ai déjà donné la coupe (p. 83), la partie supérieure de la falaise comporte les niveaux suivants :

- 12 Latérite de dolérite (12 m.) ;
11. Banc de calcaire sombre à odeur fétide (1 m.), surmontant des calcaires blancs sublithographiques (15 m.) ;
10. Calcaires gréseux bien lités, alternant avec des bancs de calcaires oolithiques gréseux et surmontés d'une lumachelle à *Lopha costata*, *Gryphea sublobata* et *Ostrea* sp. (30 m.) ;
9. Marnes grises (10 m.) ;
8. Grès fins, rougeâtres tendres, et grès bruns bien cimentés à *Rhynchonella* cf. *concinna* Sow., *Natica* sp. et nombreux fragments d'os de Reptiles (côtes, vertèbres, etc.) (10 m.).

Ces grès reposent sur des marnes que j'ai considérées comme représentant le sommet du Lias, mais sans pouvoir en donner une preuve sérieuse. Il est probable que le niveau 10 de cette coupe est l'équivalent des calcaires à *Lopha costata* et à *Trigonia tenuicostata* bien que je n'aie pas recueilli ici cette dernière espèce. Les grès à ossements de Reptiles, qui sont très vraisemblablement la prolongation des grès de base du Bajocien observés dans la vallée de la Mahavavy et plus à l'Est, indiquent que la transgression de l'Oolithique inférieure s'est étendue jusqu'au bord occidental de l'Ikavo.

Vers le Nord, ce niveau gréseux prend une plus grande importance et, au Sud du Tsiafakantitra, c'est lui qui affleure à la surface du plateau sur de très grandes étendues, en face le Kivorondolo, à l'Est de la haute vallée de la Sahondrabe. Là ces grès, bien cimentés à la base et plus tendres à la surface du plateau, reposent sur des calcaires fins sublithographiques avec grains de quartz et des calcaires jaunâtres lités à structure entrecroisée (p. 84) qui appartiennent peut-être déjà au Bajocien. Au Tsiafakantitra, la puissance des grès atteint au minimum 50 m., ils s'étendent vers le NE jusqu'à 3 km. environ au Sud de Malenola, disparaissant sous une épaisse couverture de latérite jaune, et vers l'Est jusqu'à un ressaut de calcaires blancs massifs orienté presque N-S.

La piste de Bokarafo à Malenola ne rencontre plus qu'un niveau de grès, épais de 10 m. environ, parfois quartziteux, situé immédiatement au-dessous de la formation latéritique jaune citée plus haut et qui constitue la surface du plateau. Dans les rares points où des

affleurements ou des blocs de roche éruptive intacte sont encore visibles, on constate qu'on se trouve toujours en présence d'un microgranite passant à un trachyte dont les éléments colorés sont rarement inaltérés, mais qui semblent avoir été originellement de la riébeckite. La couverture latéritique provient donc vraisemblablement d'une intrusion de microgranite (ou de trachyte) à riébeckite, issue du gros massif de l'Ambohinihalo, situé non loin de là, et qui s'est consolidée dans le Bajocien. Au Sud de la piste de Bokarafo à Malenola, une intrusion analogue semble exister dans les niveaux supérieurs du Lias, mais je n'ai pas eu la possibilité de m'en assurer.

Prolongement occidental de l'Ikavo.

Il est probable que l'importance du niveau gréseux diminue beaucoup lorsqu'on suit vers le NW la falaise limitant au Sud les plateaux jurassiques car, en aucun point, les différents explorateurs qui ont parcouru la région, en suivant principalement la piste d'Ampitily à Namahota, n'ont signalé la moindre intercalation gréseuse dans les calcaires oolithiques. Personnellement, j'ai observé sur la piste de Tsitanandro à Bévary, une formation arénacée assez étendue qui couronne l'étroit plateau jurassique séparant les dômes cristallins de Bekodoka et d'Ambohipaky; mais, bien qu'ils surmontent presque directement le Lias, avec tout au plus interposition d'un niveau de calcaires bréchoïdes blancs à Polypiers (p. 85) bajociens, il n'est pas possible d'assigner un âge précis à ces sables. Au surplus leur faciès, avec une forte teneur en latérite, les différencie notablement des grès bajociens décrits précédemment. Je les ai figurés, sous toute réserve sur la carte, avec la notation c⁵_{III}.

Dans la région de Bevoay, sur le bord oriental du dôme cristallin d'Ambohipaky, une importante intrusion doléritique, située à la base du Jurassique, contribue à rendre peu nette la série stratigraphique qui affleure sur le versant occidental du plateau calcaire; cependant autant qu'on peut s'en rendre compte, et ainsi que je l'ai déjà dit (p. 86), ce sont des calcaires blancs sublithographiques avec zones silicifiées qui surmontent immédiatement le Trias, il existe tout au plus quelques minces bancs de calcaires marneux qui pourraient être attribuées, soit au Lias, soit aux horizons inférieurs de l'Oolitique. Plus à l'Est, entre Bemena et Ambohipaky, la succession des niveaux compris entre le Trias et le Jurassique moyen est difficile à observer, étant masquée en grande partie par des marais où les affleurements sont rares. Quelques blocs épars de calcaires bruns en majeure partie silicifiés peuvent seuls être rapportés à la base de l'Oolitique étant donné leur faciès.

B. Les Causses.

Les grès, les calcaires bruns plus ou moins gréseux et les marnes jaunes qui viennent d'être étudiés sont recouverts par une épaisse formation de calcaires généralement blancs ou très clairs qui affleure sur des étendues considérables, constituant toute la surface des causses de l'Ankara, de l'Ikavo et de leur prolongement vers le NW. Il est certain que ces calcaires doivent être rapportés, en grande partie sinon en totalité, au Bathonien, mais, ainsi que je l'ai indiqué déjà, il est très difficile de préciser la limite exacte de cet étage et du Bajocien.

La pauvreté en espèces de la faune de cette formation et la banalité des formes rencontrées, qui sont presque toujours des fossiles de faciès sans espèces caractéristiques, rend impossible la distinction de zones définies. De plus, les importantes variations de faciès qui s'observent lorsqu'on traverse les causses de l'Ouest à l'Est rendent difficile l'établissement de corrélations précises entre les horizons de la région de Namoroka et ceux qui avoisinent la Betsiboka. Une étude très minutieuse serait nécessaire pour établir des subdivisions dans cette épaisse série calcaire; je me bornerai ici à indiquer ses caractères essentiels en différents points pour mettre en évidence les variations latérales de faciès.

1° Région située au Nord et au NE du dôme d'Ambohipaky.

Au-dessus de bancs calcaires à *Liogryphea sublobata* formant parfois de véritables lumachelles, au Nord du Manombo, on observe des calcaires fins, sublithographiques, riches en concrétions siliceuses dans la région de Bevoay, et alternant avec des calcaires bréchoïdes et des calcaires marneux. Dans les niveaux de base, les concrétions siliceuses sont généralement des Polypiers épigénisés, plus haut au contraire, ce sont des bandes de silex très régulières qui, après dissolution de leur gangue, constituent des dalles minces recouvrant le sol.

La zone moyenne de la série, aux abords de Namahota, comporte encore des calcaires sublithographiques avec zones siliceuses alternant avec des bancs de calcaires marneux gris, mais, de plus, on observe ici des calcaires oolithiques en bancs minces qui donnent des formes d'érosion curieuses : certains rochers (1 km. au Nord de Namahota) sculptés en colonnes formées par des empilements de disques, ont un aspect très caractéristique. La zone supérieure de la série présente encore un faciès comparable à ceux déjà rencontrés ; elle comprend : des calcaires fins, clairs, à zones ou rognons de silex, des calcaires marneux en bancs peu épais et des calcaires oolithiques. Ces horizons sont généralement recouverts par la forêt ; ce sont eux qui présentent les formes d'érosion les plus pittoresques qui avaient frappé M. GAUTIER dès 1898 (103) ; ils sont creusés de nombreuses grottes, en particulier près de Namoroka.

Toutes ces formations calcaires sont très pauvres en fossiles ; Giraud y a signalé seulement *Rhynchonella Ferryi* de la zone moyenne. Personnellement, je n'ai recueilli que des débris de Brachiopodes (Térébratules et Rhynchonelles) indéterminables ; par contre les horizons les plus élevés, qui affleurent au Sud de la Kapiloza et qui correspondent à la lisière nord de la forêt, sont riches en débris d'organismes : baguettes et fragments de test de *Cidaris* sp., *Montlivaultia* sp., *Terebratula globata* Sow., constituant parfois de véritables lumachelles, et nombreux Bryozoaires.

Vers l'Est, ces affleurements calcaires se prolongent jusqu'au Manombo et même au delà ; mais entre la Namahota et le Manombo, ils constituent une région basse, marécageuse, où la roche en place est rarement visible. Quelques rochers calcaires percent seulement le sol argileux et en partie couvert d'alluvions sableuses d'âge indéterminable. L'examen de ces blocs isolés m'a cependant permis d'observer la prolongation des calcaires sublithographiques à silex dans la zone inférieure et moyenne, ainsi que l'existence de bancs à Térébratules dans la zone supérieure ; de plus j'ai observé des calcaires silicifiés bruns, dans la zone moyenne, qui sont peut-être les mêmes que des calcaires bruns à Foraminifères signalés par Giraud près de Namahota et que je n'ai pas retrouvés. GIRAUD (107) considère ces calcaires comme identiques à ceux qu'il a décrits dans la région nord de Bekodoka, mais alors qu'il les date ici du Bathonien, là, il les rapporte au Lias.

Dans toute cette région, les calcaires clairs sublithographiques ou oolithiques s'ennoient vers le Nord ou le NNE, avec un faible pendage, sous des calcaires oolithiques ferrugineux et des marnes jaunes renfermant de très nombreux fossiles calloviens qui seront étudiés plus loin. La forêt s'arrête exactement, vers le Nord, à la ligne de contact de ces deux niveaux. De nombreux dykes doléritiques et des lambeaux de petits laccolites ou de sills partiellement ou entièrement latéritisés, doléritiques ou basaltiques, affleurent dans ces calcaires de l'Oolithe inférieure, notamment près de Bevoay, entre Bevoay et Namahota et près de Namoroka : au voisinage de ce dernier village s'étend un dyke de dolérite orienté NE-SW et long de plus de 3 km.

2° Région située au NE du dôme de Bekodoka.

A partir de Namoroka et jusqu'à la région de Malenola et d'Antsirabe, au delà de l'Andranomavo, les plateaux calcaires forment une bande orientée NW-SE et large d'envi-

ron 20 km., dont seule la partie septentrionale est boisée. Entre Malenola et Tsiaboahitsy, les affleurements calcaires diffèrent peu de ceux décrits entre Bevoay et Namoroka : ce sont encore ici des alternances de calcaires sublithographiques, parfois à silex, et de calcaires oolithiques bien lités ou massifs; fréquemment les bancs présentent une structure entrecroisée très nette. Les marnes et les calcaires marneux sont peu abondants et se trouvent surtout dans les horizons inférieurs de la série. L'ensemble s'appuie au SW sur les grès bajociens décrits plus haut et s'ennoie vers le NNE sous des calcaires jaunes à oolithes ferrugineuses et des marnes parfaitement datés par leur faune callovienne. Le village de Tsiaboahitsy est situé exactement sur la ligne de contact Bathonien-Callovien.

La faune de ces calcaires est peu abondante, bien que certains bancs de calcaires bréchoïdes soient remplis de sections d'organismes. Au SW de Monaka (ou Antsirabe), j'ai observé de nombreuses sections de Brachiopodes dans un banc de calcaire fin et compact, mais il ne m'a pas été possible de dégager ces fossiles. A 3 km. au Nord de Monaka, la piste traverse un banc de calcaires très tendres à *Cerithium* cf. *scalariforme* Desl. Enfin près de Tsiaboahitsy j'ai encore observé une lumachelle à *Terebratula globata* Sow.

Dans toute cette région les venues éruptives occupent une très grande place, mais les dykes sont rares; il existe principalement des lambeaux de latérite recouvrant les affleurements calcaires et provenant évidemment de l'altération d'anciens sills ou d'anciennes coulées. La fréquence des intrusions doléritiques, interstratifiées plus ou moins régulièrement dans les calcaires (vallée de l'Andranomavo, SW de Monaka. etc.), peut faire penser que tous les lambeaux superficiels sont aussi des sills et non des témoins d'anciennes coulées.

3° Plateau de l'Ikavo.

Je n'ai que fort peu de données sur le causse de l'Ikavo, ne l'ayant traversé que dans l'extrême Nord par la piste de Monaka à Andreforefo, et n'ayant fait que toucher quelques autres points de son pourtour. Baron et Mouneyres, qui l'ont traversé du Nord au Sud donnent peu de renseignements sur sa constitution; ils insistent seulement sur le fait que les calcaires revêtent trois aspects : grandes dalles plates sonores (ce sont probablement les calcaires sublithographiques), blocs à surfaces arrondies (ce sont encore sans doute des calcaires fins), pointes hérissées (mara) (ce sont généralement les calcaires oolithiques). De plus, ces auteurs signalent la présence de nombreuses traces de basalte à la surface des calcaires, mais en aucun point ils ne citent de gisements fossilifères.

Ces calcaires blancs ou très clairs viennent s'appuyer, au bord sud et ouest du Causse, sur les formations bajociennes qui ont été décrites antérieurement; leur pendage moyen vers le Nord est extrêmement faible. Le plateau est parcouru par un grand nombre de vallées sèches, les cours d'eau étant souvent souterrains. Cependant, dans la partie septentrionale du Causse (Tampoketsa), la présence d'alternances de calcaires marneux et de calcaires massifs a provoqué la formation d'une multitude de petits étangs qui se sont établis sur d'anciens avens (près de l'ancien village d'Andreforefo). Les lambeaux de dolérites latéritisées sont encore fréquents dans cette région. La zone boisée longeant le bord nord du plateau est ici très étroite; les calcaires bathoniens s'ennoient au-delà sous les calcaires et les marnes calloviennes. Dans la région située au Sud d'Ankidabe, toutefois, une épaisse couverture éruptive masque le contact sur une grande étendue.

4° Région occidentale de l'Ankara.

Au-dessus des formations à faune bajocienne qui affleurent sur les versants des vallées de la Mahavavy et de ses affluents, repose une épaisse série calcaire remarquablement uniforme qui constitue la surface du causse de l'Ankara. Le pendage de ces couches étant voisin de la pente du plateau, vers le Nord, il en résulte qu'on observe de fréquentes répétitions des différents niveaux par suite des légères ondulations du sol; mais en outre,

d'autres répétitions sont dues au fait que les mêmes faciès stratigraphiques se reproduisent plusieurs fois dans la série sédimentaire.

Ces formations comportent, en effet, des alternances de calcaires fins sublithographiques très clairs, de calcaires oolithiques, de calcaires zoogènes remplis de débris d'organismes (Bryozoaires, Lamellibranches), de calcaires bréchoïdes jaunâtres et de calcaires marneux gris bien lités. Fréquemment, dans un même banc, on voit le passage brusque d'un calcaire sublithographique à un calcaire zoogène ou à un calcaire oolithique. La plupart de ces roches sont bien litées et se divisent à la surface du causse en dalles sonores très caractéristiques; même vers le sommet de la série, on ne trouve plus les calcaires massifs qui formaient les rochers ruiniformes de Namahota et de Namoroka; les intercalations marneuses sont ici plus fréquentes et la forêt a complètement disparu.

La faune de toute cette série calcaire est pauvre. J'ai seulement recueilli *Ostrea* cf. *Rodoi* P. LEM., abondante à différents niveaux, *Rhynchonella varians* SCHLOTH., sur la rive sud de la Kiranomenabe, dans la zone moyenne. Mais ce sont seulement les horizons les plus élevés, au Sud de la Majeromanga-maty (ou Madirimanga) qui renferment une faune assez riche: ce sont des calcaires marneux gris à patine jaune à *Trigonia* cf. *duplicata* SOW., *Lopha* cf. *costata* SOW., *Pecten* sp., *Pleuromya* sp., *Natica globosa* ROEM. et *Terebratulula* sp. De nombreux fragments roulés de fossiles pyriteux, en particulier d'*Hecticoceras*, se trouvent également mélangés à cette faune à la surface du sol, mais ils proviennent certainement du remaniement dans une nappe alluviale des couches calloviennes voisines. De nombreux lambeaux de sables avec galets se rencontrent en effet sur les calcaires et correspondent vraisemblablement à des témoins d'anciennes terrasses de la Majeromanga.

Vers le Nord, cette série calcaire s'ennoie sous les calcaires à oolithes ferrugineuses et les marnes du Callovien, mais fréquemment les alluvions de la Majeromanga et de ses affluents masquent le contact. Je n'ai pas observé ici la flexure brusque signalée par COLCANAP (59) à la limite des calcaires des causses et du Callovien et je pense que cet accident, probablement visible dans la vallée de la Mahavavy seulement, doit être considéré comme local et qu'on ne saurait lui attribuer l'importance que Colcanap semblait lui accorder. En bien des points de la surface du Causse, j'ai observé des anomalies brusques dans l'allure des pendages; mais ces accidents, sans continuité, sont causés soit par des effondrements dus aux dissolutions par les eaux souterraines, soit par des intrusions doléritiques. Ces intrusions sont, en effet, très fréquentes encore dans cette région; ce sont parfois des dykes peu épais, parfois longs de près d'un kilomètre (4 km. au Nord de la Kiranomenabe) et orientés généralement NW-SE; ailleurs, ce sont des massifs importants de basalte ou de dolérite à grain fin (Lohavolano, Kasoa) formant des collines allongées. Les lambeaux de latérite, si fréquents sur l'Ikavo et le Tampoketsa, sont rares ici.

3° Région orientale de l'Ankara.

Entre le lac de Komadio et Ankirihitra, les calcaires des causses n'ont plus le même caractère que plus à l'Ouest. Ici encore, toutefois, la série sédimentaire est très homogène et les répétitions stratigraphiques fréquentes, par contre, par suite de l'inclinaison beaucoup plus faible de la surface du plateau, le pendage nord des couches étant un peu plus accusé, il existe une série de ressauts faisant face au Sud et correspondant aux affleurements des bancs les plus durs.

La série comporte, dans cette région, des alternances de calcaires roses bien lités, de calcaires jaunâtres en bancs minces lumachelliques et couverts de Lamellibranches, de calcaires oolithiques, de brèches calcaires roses et blanches, de calcaires marneux et de marnes. Les calcaires sublithographiques sont très rares. Il est remarquable que les niveaux qui surmontent directement les couches bajociennes à *Pholadomya* cf. *Murchisoni* SOW., *Ph. ovulum* AG. *Trigonia tenuicostata* et sont presque identiques aux horizons les

plus élevés de la série, au sud d'Ankirihitra. Par contre la zone moyenne, dans la région d'Ankamakama, est caractérisée par une prédominance des marnes et des calcaires marneux.

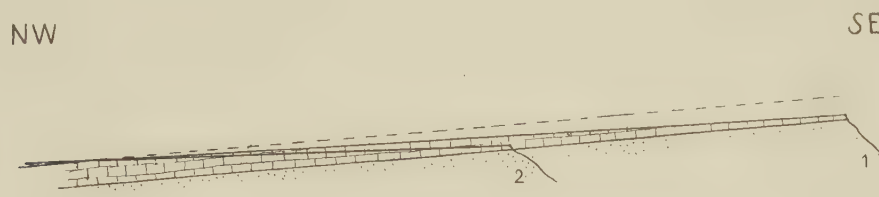


Fig. 10. — Coupes comparatives de l'Ankara au voisinage de la Mahavavy (1) et au voisinage de la Betsiboka (2).

La faune de ces formations est extrêmement monotone et très pauvre d'ailleurs ; elle ne comprend guère que des moules de Lamellibranches couvrant la surface de certains bancs qui en sont eux-mêmes pétris (*Cypricardia* sp.), des Huitres et des radioles d'Échinides, surtout abondantes dans certains niveaux de la zone inférieure.

Toute cette série, avec un pendage faible vers le Nord ou le NNW, s'ennoie sous les calcaires et les marnes du Callovien, particulièrement fossilifère au voisinage d'Ankirihitra. Les intrusions doléritiques, rares dans cette région, ne jouent plus qu'un rôle très secondaire.

Tectonique.

Les formations du Bajocien et du Bathonien qui viennent d'être décrites s'ennoient sous les dépôts plus récents du Bassin de Sitampiky avec des pendages très faibles, de l'ordre de 1° au maximum, dirigés généralement vers le centre de l'arc de cercle qui limite le Bassin, c'est-à-dire approximativement vers l'île Mahakamby. L'épaisseur totale de la série ne semble pas dépasser 250 m., elle se réduit sensiblement vers l'Ouest, mais moins vers l'Est; la réduction de la largeur des affleurements aux abords de la Betsiboka est certainement due en grande partie à l'abaissement de l'altitude du bord méridional de l'Ankara qui entraîne la réduction de la pente du plateau (fig. 10).

Les accidents tectoniques importants sont très rares, sinon absents dans ces affleurements ; j'ai seulement observé quelques failles peu étendues (au Tsiafakantitra, orientée WNW-ESE, au Nord de la vallée du Leromby et peut-être aussi suivant le dyke de l'Antezambato E), mais la plupart des variations de pendages, parfois très brutales, dans les calcaires des causses m'ont paru localisées et dues, soit à des intrusions doléritiques, soit, le plus souvent, à des phénomènes de dissolution souterraine. Ainsi que je l'ai déjà indiqué, la flexure brusque signalée par Colcanap à la limite du Bathonien et du Callovien ne peut exister que dans une région très limitée, car je ne l'ai pas observée.

II. AIRE D'ENNOYAGE DE MAINTIRANO.

Les affleurements des calcaires de l'Oolithique inférieur forment, dans l'aire d'ennoyage de Maintirano comme dans le Bassin de Sitampiky, un véritable cause, le Bemaraha, qui s'allonge suivant une direction SSE-NNW et avec une forme subtriangulaire, entre le

Manambolo, où il est large de 20 km. environ, et le Manambao, où il est réduit à quelques centaines de mètres. Vers l'Est, le Bemaraha est limité par un abrupt calcaire qui domine la région basse triasique et couronne la haute falaise de grès du Trias (Pl. II, fig. 1 et 2). Ce bord oriental du plateau est presque rectiligne; toutefois, dans la vallée du Manambolo qui s'est creusé des gorges profondes à travers le Bemaraha, la limite du Trias et des calcaires dessine un rentrant très accusé vers l'Ouest. De plus, les grès du Trias reparaissent en plusieurs points à l'Ouest de la falaise, sous les calcaires du Bemaraha. La fenêtre de Gadra, la plus méridionale, a été creusée par les cours supérieurs de la Beboka et la Gadra, elle s'étend jusqu'aux abords du poste de Tsiandro (Pl. II, fig. 3). Le poste lui-même est situé au centre d'une autre petite fenêtre qui se relie presque à la précédente.

Plus loin, vers le Nord, au Sud de Binary, commence une dépression occupée par le Trias qui s'étend avec une direction N-S, entre le Bemaraha proprement dit à l'Ouest et, à l'Est, une crête calcaire (Ampiketraha) qui se prolonge au Nord par les deux lambeaux isolés de la Chaise et de la Table. Cette dépression triasique rejoint, un peu plus au Nord que Bekinanga, la zone principale d'affleurement du Trias. Dans cette région, le Mahagomba traverse le Bemaraha, mais du fait de l'altitude réduite de ce plateau, les gorges sont beaucoup moins profondes que celles du Manambolo. Plus loin vers le Nord et jusqu'au Manambao, le bord oriental du plateau continue à s'abaisser progressivement. La série calcaire présente un pendage faible vers l'Ouest et la surface du Bemaraha s'abaisse également vers la mer, mais avec une pente un peu moins forte.

Coupe type entre Tsiandro et Antsalova.

La succession stratigraphique varie peu du Sud au Nord du plateau lorsqu'on l'étudie suivant des coupes orientées E-W, au moins dans la région où le Bemaraha présente au minimum une dizaine de kilomètres de largeur. La coupe de Tsiandro qui a été donnée par MM. LÉON BERTRAND et L. JOLEAUD (31) peut donc être retenue comme succession type; la traversée par bateau des gorges du Manambolo ne m'a pas montré de différences essentielles dans la série sédimentaire. En suivant la piste d'Ankavandra à Tsiandro et de Tsiandro à Antsalova, on observe les horizons suivants, de haut en bas :

10. Marnes grises sans fossiles.
9. Calcaires marneux, crayeux, blancs, sans fossiles.
8. Calcaires grumeleux à baguettes de *Cidaris* et nombreux Brachiopodes.
7. Banc de calcaire à Polypiers (*Microsolena* sp., *Amphiastrea* sp.).
6. Alternances de calcaires oolithiques, de calcaires pisolithiques et de calcaires sublithographiques (couverts par la Forêt de l'Antsingy). Bancs à *Nerinea bathonica* RIG. et SAUV.
5. Alternances de calcaires marneux et de calcaires fins sublithographiques avec bancs riches en sections de Brachiopodes.
4. Calcaires dolomitiques.
3. Calcaires marneux et marnes avec bancs de calcaires sublithographiques (plaine de Tsiandro).
2. Calcaires dolomitiques pauvres en fossiles (*Lima* sp.) et niveau à Polypiers.
1. Grès tendres et argiles bariolées du Trias.

Cette série est, en général, peu fossilifère et les divers horizons sont de ce fait difficiles à dater avec précision. J'ai déjà indiqué (p. 87) les raisons qui permettent de mettre en doute l'âge liasique des calcaires dolomitiques de base (niv. 2) et des marnes qui les

surmontent, tandis que leur disparition vers le Nord et la transgression directe des niveaux plus élevés sur les grès de Morafenobe serait plutôt en faveur de cette attribution admise par MM. Léon Bertrand et L. Joleaud. De même l'âge bajocien des termes moyens de la série calcaire (niv. 4 et 5 *pro parte*), admis par ces deux auteurs par analogie avec la succession observée sur le bord sud de l'Ikavo, me paraît vraisemblable, mais encore discutable. Ces horizons moyens ne sont que partiellement boisés, les bandes marneuses correspondant en général à des clairières ; ce sont eux qui constituent le sommet de la plupart des petites collines boisées qui se dressent sur les bords nord et sud de la plaine de Tsiandro. Fréquemment, les bancs de ces niveaux, principalement les bancs de calcaires lithographiques, présentent des « stylolithes » ou surfaces de séparation engrenées, avec une mince lame d'argile interposée.

Contrairement aux précédents, le niveau 6 peut être daté d'une manière assez précise grâce à la présence de bancs à Nérinées qui appartiennent certainement au sous-genre *Nerinea* de Cossmann et me paraissent devoir être rapportées à *N. bathonica* qui est bathonienne ; cette espèce avait d'ailleurs été déjà recueillie par Baron et Mouneyres et citée par M. H. DOUVILLÉ (81) avec d'autres espèces dont le gisement exact n'est malheureusement pas connu. C'est sur l'affleurement de cet horizon que croît la portion la plus dense de la forêt d'Antsingy (« où il y a des rochers ») par suite de l'absence de zones marneuses et grâce aux graminées qui propagent les feux annuels aux bois. Certains bancs sont constitués par des calcaires à gros pisolithes, je les ai particulièrement bien observés dans les gorges du Manambolo. Ce sont ces calcaires qui donnent par érosion les formes les plus découpées qui ont été déjà décrites. Le niveau 7 qui fait suite directement au précédent mérite seulement d'être distingué pour l'abondance des Polypiers de grande taille qu'il contient ; il borde exactement la forêt dont il porte la lisière.

Les calcaires grumeleux (niv. 8), qui recouvrent les calcaires massifs décrits précédemment, contiennent seulement une faune banale à petits Brachiopodes et à baguettes de Cidaris, au point où la piste de Tsiandro à Antsalova la traverse ; mais au Nord, le long de la Forêt d'Antsingy, dans la vallée de la Haute Soahanina, un niveau comparable comme position et comme faciès m'a fourni une faune assez riche : *Rhynchonella concinna* Sow., *Lima rigidula* PHIL., *Ostrea* sp., *Astarte* sp., *Cyprina* sp., *Pholadomya Murchisoni* Sow., *Nerinea* sp., *Natica adducta* PHIL., *Lytoceras* sp. Toutes ces formes sont bathoniennes ou calloviennes. Le premier niveau superposé aux calcaires de l'Antsingy est donc Bathonien supérieur ou Callovien inférieur dans la région située au Nord d'Antsalova. Par contre, entre la piste de Tsiandro à Antsalova et le Manambolo, vers le Sud, j'ai encore observé en plusieurs points des calcaires oolithiques tendres, le long de la lisière de la Forêt, calcaires dans lesquels j'ai recueilli (au voisinage de la Motsamoha) les espèces fossiles suivantes :

Pygurus depressus AGASS., *Rhabdocidaris* sp., *Peltoceras arduennense* D'ORB.

Si les deux premières formes peuvent se rencontrer à la fois dans le Bathonien et dans le Callovien d'Europe, par contre *Peltoceras arduennense* est caractéristique de l'Oxfordien supérieur d'Europe et de l'Oxfordien de l'Est africain anglais.

Quoi qu'il en soit de l'âge exact des niveaux qui surmontent les calcaires massifs de l'Antsingy, je crois que ces derniers peuvent être rapportés sans crainte d'erreur au Bathonien. M. E. DOUVILLÉ (81) a donné une liste de fossiles recueillis dans le Bemaraha par Baron et Mouneyres :

Belemnopsis sulcata MULL., *Nerinea bathonica* RIG. et SAUV., *Nerinea* du groupe *Ptygmatis* COSS., *Eopecten* sp., *Plagiostoma cordiforme* DESH., *Pholadomya ovulum* AG., *Ph. angustata* Sow., *Gresslya* sp., *Ceromya plicata* AG., *Terebratula fimbria* Sow., *Rhynchonella* cf. *obsoleta* Sow., *Rh. versatilis* KITCH.

Malheureusement ces espèces proviennent de deux gisements, l'un situé au Sud du Manambolo, en plein Bemaraha, et l'autre au Nord du fleuve sur le bord occidental de

l'Antsingy, qui correspondent vraisemblablement à des horizons différents et n'ont pas été distingués ; le gisement le plus à l'Ouest se trouve peut-être situé dans le niveau surmontant les calcaires de l'Antsingy et qui semble appartenir au moins au Callovien.

Extension et variations.

Du Manambolo au Manambao.

Depuis le Manambolo jusqu'aux abords du Bevendro, la série calcaire conserve les mêmes caractères, si ce n'est que les niveaux inférieurs se réduisent légèrement vers le Nord. Toutes ces formations présentent un pendage général de quelques degrés vers l'Ouest (2 à 3° en moyenne). Toutefois de légères ondulations viennent fréquemment modifier, sinon le sens, au moins l'angle des pendages qui varie ainsi entre 0 et 8° ; c'est ainsi que les couches deviennent parfois horizontales ou même, très exceptionnellement, sont faiblement inclinées vers l'Est (petit anticlinal dans les gorges du Manambolo à 2 km. environ en aval du confluent Benintsy-Manambolo). De nombreuses failles accidentent également les calcaires du Bemaraha ; souvent, les variations de pendages correspondent ainsi à des compartiments différents séparés par des failles. C'est principalement sur le bord occidental de l'Antsingy que ces accidents sont nets, il y existe souvent plusieurs failles parallèles, subméridiennes (N-10°-W), espacées d'une centaine de mètres, à lèvre occidentale abaissée et qui amènent un enfouissement rapide des calcaires de l'Antsingy sous les formations plus récentes. Cette disposition est surtout bien visible près de Bekopaka et de Masiaposa (SE d'Andimaka) : là, ainsi que je l'ai indiqué dans une note antérieure (16), la faille la plus occidentale est marquée par une falaise calcaire, haute d'une vingtaine de mètres, contre laquelle viennent buter à l'Ouest, les marnes néocomiennes à *Duvalia polygonalis* (Pl. II, fig. 5). Ce régime de failles semble s'atténuer vers le Nord où seules de petites failles peu étendues s'observent en bordure de l'Antsingy ; la plus nette, présentant un rejet important et à lèvre orientale abaissée, est orientée presque NW-SE et située entre Soarano et le col Demoka Soahanina.

L'épaisseur totale de cette série calcaire du Bemaraha est difficile à évaluer par suite des variations de pendage ; cependant le Mont Tsiandro entièrement formé de calcaires bajociens et bathoniens, dominant d'environ 350 m. le sommet du Trias, il est logique d'admettre que la puissance de l'Oolithique inférieur doit atteindre au moins 400 m. C'est à peu près la même épaisseur que l'on obtient par le calcul en fonction de la largeur des affleurements, du pendage moyen et de la différence de cote entre Tsiandro et la lisière occidentale de l'Antsingy.

Au delà de Dokolahy et du Mont Bevendro, vers le Nord, la largeur du Bemaraha se réduit considérablement, les assises inférieures disparaissent et, à la traversée de la piste de Morafenobe à Maintirano par le col d'Anjia, on observe les calcaires oolithiques et pisolithiques du Bathonien reposant directement sur les grès de Morafenobe. Comme dans la région de Bevoay et de Namahota, au Nord de l'anticlinal du Cap Saint-André, les zones silicifiées sont fréquentes dans ces calcaires. Plus loin encore vers le Nord, au voisinage de l'Ambhipitsaka et du Kojiamatako, ce sont les mêmes calcaires oolithiques, pisolithiques et sublithographiques que l'on rencontre au-dessus des grès du Trias. La lame peu épaisse de calcaire qui est recouverte par le massif microgranitique de l'Ambhipitsaka possède une structure pisolithique très nette malgré un léger métamorphisme qui a produit une recristallisation de la roche ; il est toutefois remarquable que sa coloration gris bleuâtre est plus foncée que celle, généralement jaunâtre, des calcaires normaux (fig. 11).

Dans toute cette région, depuis Dokolahy, ce sont des grès crétacés, et non plus les horizons du Jurassique supérieur, qui reposent à l'Ouest sur les calcaires du Bemaraha. En même temps on constate que la surface de contact du Crétacé et de l'Oolithe inférieure est

très irrégulière : au voisinage d'Ambakaka, les bancs calcaires, au lieu de s'enfoncer sous les grès crétacés, ne présentent qu'un pendage faible vers l'Ouest et se terminent de ce côté

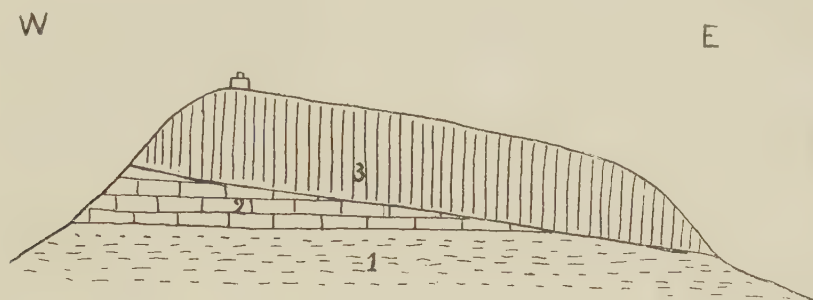


Fig. 11. — Ambohipitsaka W.

1. Grès triasiques. — 2. Calcaires bathoniens. — 3. Microgranite.

par une falaise interrompue seulement par quelques vallons. Cette disposition est peut-être attribuable à une faille, mais je pense qu'il y a plutôt lieu de voir là le résultat d'une érosion intense pendant la phase d'émergence néo-jurassique.

Nord du Manambao.

Plus loin encore, vers le Nord, entre le Manambolo et le Ranobe, la zone d'affleurement des calcaires de l'Oolithe inférieure est encore plus réduite ; au voisinage du Mont Ambatomainy W, une colline calcaire, allongée du Nord au Sud et large de 100 à 150 m. environ, aux deux flancs très escarpés, sépare seule les grès triasiques des grès crétacés. Toutefois de nombreux blocs calcaires isolés, très découpés par l'érosion, pointent au milieu des formations arénacées à l'Ouest de la colline, constituant les témoins d'un ancien karst (ou peut-être d'un karst sous-jacent) recouvert par le Crétacé. Comme près d'Ambakaka, cette disposition pourrait faire penser qu'une faille longe le bord oriental de la colline jurassique, mais la seule action de l'érosion suffit, je crois, à l'expliquer.

C'est qu'en effet, la colline calcaire ne dépasse pas Antsingimava sur la rive gauche du Ranobe, au-delà, sur la rive droite et le long de la vallée en face Antseidoha, des blocs calcaires isolés, parfois de très grande taille (plusieurs milliers de m³) et étrangement découpés, jalonnent seuls la ligne du contact des grès crétacés et des grès triasiques qui autrement serait malaisée à déterminer. A l'Est d'Ampandrana cependant et sur une longueur d'un ou deux kilomètres, une bande calcaire continue reparait ; mais plus au Nord, jusqu'au Sambao, on n'observe plus que des blocs épars de calcaire sublithographique ou oolithique, généralement de petite taille et disséminés le long d'une zone atteignant au maximum 1 km. de large (Pl. II, fig. 9). Il est impossible, sauf dans des cas particuliers, de préciser l'attribution au Trias ou au Crétacé des grès et des sables qui entourent les îlots calcaires et dont la surface est le plus souvent horizontale.

La colline calcaire située au Sud d'Antsingimava comporte encore à sa base, reposant directement sur les grès de Morafenobe, des calcaires dolomitiques et des brèches calcaires et dolomitiques qui sont peut-être l'équivalent des niveaux dolomitiques bajociens (niv. 4) de la coupe de Tsiandro à Antsalova. Mais tous les autres affleurements, en particulier les blocs isolés observés plus au Nord, sont formés de calcaires sublithographiques et parfois oolithiques ou pisolithiques ; il est donc naturel dans ces conditions de les rapporter au Bathonien. Près de Bebaboka, entre le Ranobe et la Bemarivo, j'ai recueilli quelques sections de petits *Polypiers* indéterminables et des fragments de *Pecten* dans un rocher isolé de calcaire sublithographique.

III. AIRE ANTICLINALE DU CAP SAINT-ANDRÉ

Sur la carte qui accompagne sa thèse, M. E. F. GAUTIER (104) arrête au Manambao la bande calcaire qui prolonge le Bemaraha vers le Nord ; toutefois il indique encore quelques ilots calcaires aux abords du Ranobe. C'est cette disposition qui a prévalu jusqu'à ces dernières années comme le montrent les cartes de M. PERRIER DE LA BATHIE (87) et de MM. Léon BERTRAND et L. JOLEAUD (27). Sur cette dernière carte modifiée à la suite de ma mission en 1924, j'ai figuré schématiquement un gros massif calcaire isolé, entre le Ranobe et la Manangoza (11) ; mais c'est seulement au cours de ma dernière mission que j'ai pu observer la continuité de la zone parsemée de blocs calcaires que j'ai décrite plus haut (p. 105).

En dehors de ces affleurements, qui prolongent l'aire d'ennoyage de Maintirano, M. Gautier indique, sur la carte précédemment citée, quelques lambeaux isolés de calcaire jurassique sur le bord ouest du massif cristallin de Bekodoka : l'Ambatomirahavavy, l'Ampolipoly, l'Ampitilova et le Belay. BARON et MOUNEYRES (3), qui ont traversé cette région en 1903, n'ont pas rencontré ces ilots calcaires ; pour eux, l'Ambatomirahavavy est basalitique, l'Ampolipoly (ou Potipoty) et le Belay sont gréseux. Ces deux explorateurs signalent seulement « deux morceaux de calcaires assez gros » sur le plateau d'Ambaravanala, entre le Potipoty et la Kalonja, mais leur origine autochtone semblait douteuse. C'est M. PERRIER DE LA BATHIE qui semble avoir observé le premier un affleurement calcaire fossilifère indiscutable dans cette région entre Andranotakatra et la Tsibidy (166) à la limite des grès triasiques et de grès plus grossiers qui leur sont superposés ; il attribue au Lias ce niveau calcaire, épais seulement de 20 m. En 1923, M. DUMAS (89) signalait l'existence de calcaires, près de Tranotakatra et leur absence un peu plus au Sud dans la vallée de la Mahafoka, entre les grès du Trias et les grès grossiers présumés crétacés. Un peu plus tard, la même année, M. DECARY (74, 75) découvrait plusieurs autres lambeaux de calcaires, pincés généralement dans le même contact : près de l'Anjiamananaza, au Nord des collines de Mahierere et dans la forêt de Tsitanandro [ce dernier, isolé au milieu des grès triasiques est probablement celui qui avait déjà été observé par BARON ET MOUNEYRES (4) dans la même région].

Pourtour des plateaux de la Haute-Manangoza et du Moyen-Sambao.

L'étude des plateaux éruptifs et crétacés de la Haute-Manangoza et du Moyen-Sambao, m'a permis de revoir la plupart des affleurements calcaires qui viennent d'être cités et d'en observer de nouveaux. Sauf des cas exceptionnels, ces lambeaux calcaires constituent des lentilles plus ou moins étendues, jalonnant le pourtour des plateaux et intercalées entre les grès de Morafenobe et les grès grossiers du Crétacé. Il est très vraisemblable que la discontinuité de ce niveau calcaire est uniquement attribuable à l'érosion durant la phase d'émergence post-bathonienne de toute l'aire anticlinale du Cap Saint-André.

En effectuant le tour des plateaux éruptifs et crétacés à partir de l'entrée de la Manangoza et en se dirigeant de l'Est vers l'Ouest, on rencontre successivement les affleurements calcaires suivants : *a)* Sur le flanc sud de l'Anjiamananaza, une lame de 10 m. environ d'épaisseur moyenne de calcaire dolomitique, avec débris de fossiles indéterminables (faciès semblable à celui des horizons de base de la colline jurassique située au Sud du Ranobe, près d'Antsing-mava), se suit sur 700 m. environ, entre le grès du Trias et les grès blancs grossiers du Crétacé. Un sill doléritique est intercalé à la base de ces couches calcaires. *b)* A partir de Tranotakatra jusqu'à 1 km. environ de là vers le Nord, un niveau de calcaire sublithographique, épais de 20 à 40 m. et surmonté parfois d'une brèche calcaire de 2 m. d'épaisseur (brèche de base du Crétacé probablement), s'intercale entre le Trias et les grès crétacés (d'après M. Decary). *c)* Sur le rebord occidental du plateau crétacé à l'Ouest de la rivière Tsibidy,

j'avais reconnu la présence d'une mince lame de calcaire, en 1924, lors de ma première mission, mais il ne m'a pas été possible de la retrouver lors de mon dernier passage en 1926. d) A l'Ouest et au Nord du Lac d'Ampary j'ai observé, à la limite des grès triasiques et des grès crétacés, des blocs calcaires isolés, épars et couvrant une zone dont les contours ont été aussi exactement que possible figurés sur la carte jointe à ce mémoire. Au Nord du village d'Ampary, certains de ces blocs présentent des formes d'érosion extraordinaires, en colonnettes ou en flèches qui se dressent isolées au milieu de la plaine sableuse. Ces affleurements discontinus rejoignent, par Anpandramaty, la bande de Jurassique qui sépare les deux dômes cristallins de l'Ambongo, et directement, au NW d'Ampary, les calcaires jurassiques situés à l'Ouest du dôme d'Ambohipaky. e) Au Nord des collines de Mahierere et au Sud du Kipatso, un niveau calcaire lenticulaire de 20 m. d'épaisseur et de 400 m. de long s'intercale encore entre les grès du Trias et les grès crétacés (d'après M. Decary). Sur tout le reste du pourtour des plateaux crétacés et jusqu'à la Manangoza, je n'ai jamais observé de lame calcaire, toutefois il est possible que les blocs signalés par Baron et Mouneyres, entre le Potipoty et la Kalonja, se trouvent précisément, dans le contact Trias-Crétacé de cette région. A l'entrée des gorges de la Manangoza, les deux formations arénacées sont en contact direct.

A l'exception du lambeau de l'Anjiamananza, où j'ai observé des calcaires dolomitiques tous ces affleurements sont formés de calcaires sublithographiques. En l'absence d'une faune suffisante pour les dater avec précision, je pense qu'il est logique de les considérer comme bajociens ou bathoniens plutôt que comme liasiques, étant donné les analogies de faciès qu'ils présentent avec les calcaires de l'Oolithe inférieure du Bemahara ou de la région de Bevoay et de Namahota. Une étude détaillée de leurs relations avec les calcaires liasiques du bord sud du dôme d'Ambohipaky serait probablement suffisante pour démontrer ou infirmer cette manière de voir, mais le temps m'a manqué pour effectuer cette tournée supplémentaire.

Cuvette d'Antanandava.

A la surface du Trias, entre le Bemahara et l'Ikavo, je ne connais que deux lambeaux de calcaire jurassique. Le premier, signalé par M. Dumas, qui l'a seulement observé à distance, est situé à la base du petit témoin de grès crétacés qui constitue l'Ankavitra W au SW de Tranotakatra et au Nord du Ranobe. Le second, dont il a été déjà question (p. 71) appartient au petit brachysynclinal d'Antanandava (WNW de Morafenobe). Dans cette cuvette, les calcaires, souvent dolomitiques et bréchoïdes avec nombreuses sections de *Lamellibranches* indéterminables, présentent des pendages très accusés vers le centre de l'ellipse que dessine leur affleurement; ces pendages peuvent atteindre jusqu'à 80 et même exceptionnellement 90° sur le bord oriental. L'affleurement forme une ceinture étroite, mais continue, entre les grès triasiques du pourtour et les grès crétacés du centre; toutefois, plusieurs vallons traversent la bande calcaire qui se trouve ainsi tronçonnée en plusieurs collines escarpées (Pl. II, fig. 8), séparées par des alluvions gréseuses sous lesquelles reparaissent parfois les calcaires. Le faciès de ces formations est identique à celui des niveaux de base de la colline jurassique d'Antsingmava, au bord du Ranobe et leur âge doit être le même, c'est-à-dire Bathonien inférieur ou Bajocien. Il est intéressant de signaler en passant la présence de quelques filonnets de *pechstein* qui traversent ces calcaires sur le bord sud de la cuvette.

RÉSUMÉ STRATIGRAPHIQUE ET CONCLUSIONS

Les études de détail qui précèdent montrent que les eaux du géosynclinal de Mozambique ont dû recouvrir la presque totalité du territoire compris entre le massif cristallin central et

la côte actuelle pendant l'Oolithique inférieur. Dans le Bassin de Sitampiky, le Lias à faciès laguno-saumâtre ou marin est surmonté par des formations laguno-marines du Bajocien comportant très généralement un niveau gréseux à Reptiles à la base, surmonté de calcaires bruns, de calcaires gréseux et de marnes. Ce complexe renfermant *Sonninia decora*, *Trigonia tenuicostata* et *Lophu costata* fournit un repère précieux dans la série stratigraphique. Il s'étend depuis la Betsiboka, où son faciès est différent, comportant un niveau marneux à Polypiers, jusqu'au Sud de Namahota où il semble représenté surtout par des calcaires blancs à *Lophu costata*; au delà, vers le Manombo sa présence est douteuse. Ce faciès laguno-marin du Bajocien ne se trouve plus au Sud de l'aire anticlinale du Cap Saint-André.

L'ensemble des formations de l'Oolithique inférieur, dans l'aire d'ennoyage de Maintirano, et la partie de ces formations superposées aux couches déjà décrites, dans le Bassin de Sitampiky, sont constitués entièrement par des calcaires dont le faciès varie d'une manière progressive depuis le Bemaraha jusqu'à la Betsiboka. Dans le Bemaraha, les horizons inférieurs dolomitiques, marneux et sublithographiques qui représentent peut-être le Bajocien ou même le Lias, sont recouverts par des calcaires en majeure partie subrécifaux avec bancs oolithiques ou pisolithiques. Ce sont ces niveaux supérieurs qui paraissent avoir recouvert en transgression la plus grande partie de l'aire triasique comprise entre le Bemaraha et l'Ikavo. Au NE de l'aire anticlinale du Cap Saint-André, dans la région de Namoroka ce sont encore les calcaires sublithographiques et oolithiques qui dominent. Mais, à mesure qu'on se rapproche de la Betsiboka, les calcaires marneux prennent plus d'importance, les calcaires oolithiques se raréfient et font place à des calcaires en dalles, jaunâtres ou roses, couverts de moules de Lamellibranches. Il semble probable que cette variation de faciès n'est qu'une transition entre les calcaires franchement marins de l'Ouest et du Sud et les formations laguno-marines qui se rencontrent au Nord de la Betsiboka : là, en effet, l'Oolithique inférieur, dans lequel il devient très difficile de distinguer un Bajocien et un Bathonien, est formé de calcaires à Corbules alternant avec des marnes et des grès à Dinausauriens, d'après les travaux de BARON (1) et de M. P. LEMOINE (140). Ce faciès est analogue à celui des horizons les plus inférieurs de l'Oolithe du Bassin de Sitampiky, mais il semble avoir gagné, au Nord de la Betsiboka et principalement dans la région d'Iraony et d'Analalava, l'ensemble des formations bajociennes et bathoniennes (fig. 34).

Cet aperçu stratigraphique permet de penser que, postérieurement au dépôt des sédiments liasiques, dépôt qui a peut-être été suivi d'une courte régression, les mers bajocienne et bathonienne se sont avancées en transgression de plus en plus marquée sur la ceinture de grès triasiques qui bordait le massif central cristallin, ainsi que sur son apophyse formant l'aire anticlinale du Cap Saint-André. Les calcaires bathoniens qui semblent s'être étendus le plus avant ont vraisemblablement recouvert en une couche, probablement peu épaisse d'ailleurs, la presque totalité de ce pays triasique.

CORRÉLATIONS AVEC LES RÉGIONS VOISINES

1° Madagascar.

Le long de la côte occidentale de Madagascar, les variations de faciès qui viennent d'être décrites pour l'Oolithique inférieur de la région du Cap Saint-André, se reproduisent vers le Nord. Aux formations laguno-marines à *Corbula Grandidieri* NEWTON, *Corbula pectinata*

Sow., *Pseudotrachezium depressum* NEWT., *Astarte Baroni* NEWT. et *Bothriospondylus madagascariensis* LYDEKKER, qui se poursuivent jusqu'au Nord d'Andranosamonta et sont directement transgressives sur le massif cristallin central en face Iraony, succèdent des calcaires franchement marins à Brachiopodes (*Rhynchonella concinna* Sow., *Terebratula circumdata* DESL.), Echinides (*Cidaris meandrina* Ag., *Acrosalenia Lemoinei* LAMB.) et Polypiers. D'ailleurs, des intercalations marines à *Lima iraonensis* NEWT., *Trigonia costata* PARK., *Pholadomya ambigua* Sow., *Ceromya concentrica* Sow. et *Rhynchonella concinna* existent déjà près d'Iraony et rappellent beaucoup le Bajocien de la Mahavavy. Mais c'est seulement entre les vallées de la Loky et du Rodo qu'on retrouve des plateaux calcaires formant de véritables causses comparables à celles de l'Ankara et de l'Ikavo et qui barrent l'extrémité septentrionale de l'île, au Sud de la Montagne d'Ambre.

Vers le Sud de l'île, les calcaires bajociens et bathoniens du Bemaraha se poursuivent jusqu'au Sud du Mangoky sans présenter, semble-t-il, de modifications importantes de faciès, autant que la connaissance très incomplète de la géologie de ces régions permet d'en juger. Leur faune à Nérinées et à Polypiers, avec quelques fossiles caractéristiques tels que *Parkinsonia Parkinsoni* Sow., *Rhynchonella concinna* et *Trigonia costata*, ne laisse pas de doute sur l'âge de ces calcaires. Plus loin cependant, entre le Mangoky et l'Onilahy, le faciès franchement marin fait place à nouveau à un faciès laguno-marin avec calcaires à *Pseudotrachezium depressum* Newt. alternant avec des grès à *Bothriospondylus madagascariensis* Lyd., qui rappellent beaucoup le Bajocien-Bathonien de la région d'Analalava. Il est vraisemblable que ces zones à formations laguno-marines, qui alternent le long de la côte ouest de Madagascar avec des formations franchement marines à Polypiers, correspondent à de vastes estuaires en bordure de la rive orientale du géosynclinal de Mozambique.

2° Côte Orientale d'Afrique.

Sur la rive opposée du géosynclinal de Mozambique, c'est seulement dans l'ancien Est Africain Allemand, qu'on rencontre les affleurements bathoniens les plus méridionaux. Dans les Monts Matumbi, ce sont des calcaires gris subrécifaux à *Rhynchonella lotharingica* et *Trigonia pullus* qui se prolongent à l'Ouest et au NW de Dar-es-Salam par des grès calcaires et des calcaires pisolithiques et oolithiques à *Velopecten abjectus*, *Pecten lens* et *Trigonia costata*. Ces formations reposent directement sur les grès du Karoo supérieur sans interposition de Lias ni de Bajocien (A. 8).

Dans l'Afrique Orientale Anglaise, un peu plus au Nord, le Bathonien semble encore représenté par des marnes sableuses, jaunâtres avec intercalations de grès calcaires, qui affleurent près de Mombasa. Ces couches n'ont fourni que des fossiles indéterminables (plantes, Bélemnites et Ammonites), mais leur situation stratigraphique et leur analogie avec les formations marno-gréseuses de Pendambili, en arrière de Dar-es-Salam, permettent de leur attribuer le même âge.

Dans la Somalie Italienne méridionale, le Jurassique est directement transgressif sur le substratum cristallin près de Matagoi; il semble que les calcaires gréseux de base et les calcaires de Matagoi à *Gervillia*, *Perna* et *Megalodon* doivent être rapportés, au moins en partie, au Bathonien (A. 27). Par contre, les calcaires à *Parallelodon Egertonianus* STOL., de la Somalie du Nord, qui ont été parfois considérés comme bathoniens doivent plutôt être rapportés au Callovien, car ils ont fourni également *Perisphinctes omphalodes* WAAG.

En continuant à suivre la côte orientale d'Afrique vers le NW, on retrouve de nouveau en Abyssinie du Bathonien indiscutable : ce sont des calcaires gris marneux et des calcaires jaunâtres cristallins du Choa et d'Antalo, reposant sur les grès à gypse d'Adigrat. Ces calcaires renferment, en effet, une faune franchement bathonienne : *Rhynchonella lotharingica* HAAS, *Rh. Edwardsi* CHAP. et DEW., *Pholadomya carinata* GOLDF., *Trigonia pullus*

Sow., *Modiola imbricata* Sow. et *Pleuronectites Aubryi* H. Douv.; cette dernière forme nommée et décrite par M. H. Douvillé est presque identique au *Velopeecten abjectus* PHILL. de Dar-es-Salam, ainsi que DACQUÉ et KRENKEL l'ont fait remarquer (A. 8, A. 4, A. 9).

Les formations fossilifères les plus anciennes de la Côte des Somalis anglaise sont des calcaires à *Rhychonella Edwardsi* CHAP. et DEW., *Rh. subtetraedra* DAV., *Parallelodon egerlionanus* STOL. et *Belemnites subhastatus* ZIET. qui, n'était cette dernière espèce, sembleraient pouvoir être rapportés au Bathonien; la présence de *B. subhastatus* les a fait généralement considérer comme calloviens.

3° Inde.

Au Nord de Madagascar, les formations de l'Oolithe inférieure de la côte orientale du géosynclinal de Mozambique s'observent de nouveau dans la presqu'île de Cutch, dans l'Inde péninsulaire. Le groupe de Patcham qui constitue la base des sédiments marins dans cette région, présente beaucoup de ressemblance avec le Bathonien laguno-marin de Madagascar. A la base, ce groupe comporte des calcaires et des grès jaunâtres à *Corbula pectinata* Sow., *Astartes*, *Trigones*, etc., sans Céphalopodes. Au-dessus reposent des calcaires gris clair et des marnes à Polypiers et Brachiopodes avec *Oppelia serriger* et *Macrocephalites macrocephalus*. Malgré la présence de cette dernière espèce cet horizon est encore généralement considéré comme bathonien.

Dans le Béloutchistan, sur des calcaires et des marnes du Lias, repose une épaisse formation de calcaires massifs peu fossilifères, d'âge bajocien et bathonien, qui semble avoir quelque analogie avec les formations franchement marines de l'Oolithe inférieure des causses de l'Ikavo ou du Bemaraha, à Madagascar.

*
* *

Cette exploration rapide des anciens rivages du géosynclinal de Mozambique fait nettement ressortir l'importance et la généralité de la transgression bajocienne et surtout bathonienne qui a été signalée à Madagascar. Presque toujours, les dépôts sont laguno-marins ou marins, mais à faciès littoral, peu-profond, sans Céphalopodes.

CHAPITRE V

LE CALLOVIEN

HISTORIQUE

Le Callovien a été reconnu à Madagascar depuis très longtemps ; dès 1873, FISCHER (91) signalait des fossiles calloviens et oxfordiens dans la région de Morondava, en 1889, BARON (1) récoltait une faune callovienne à Ankoakala, au Nord de la Betsiboka, faune dont Newton détermina les espèces (160) ; puis de riches faunes décrites par M. M. Boule furent recueillies par M. Gautier, tant au Nord de la Betsiboka, qu'au Sud de la Tsiribihina. Par contre, et malgré l'extrême richesse de ses gisements de fossiles, ce n'est qu'en 1904 que M. DOUVILLÉ (81) annonça la présence de Callovien dans le Bassin de Sitampiky, après avoir étudié les matériaux récoltés au cours de leur mission de 1902 par BARON et MOUNEYRES (4). Les fossiles dus à ces deux explorateurs proviennent de deux points : *a*) entre Namoroka et Marosampana, sur la piste de Bekodoka à Soalala ; *b*) à une dizaine de kilomètres, au SSE d'Andranomavo ; dans les deux cas, ainsi que le fit remarquer M. H. Douvillé, le faciès était comparable à celui de la Golden Oolite de Cutch.

Depuis lors, d'autres gisements fossilifères ont été signalés, en particulier par COLCANAP (59) dans la vallée de la Madirimanga (ou Majeromanga) au Sud-Est de Sitampiky, par M. PERRIER DE LA BATHIE, par GIRAUD (107) au Sud d'Ankirihitra et par STANSFIELD (182) à Ankidabe. Les matériaux récoltés par ce dernier explorateur ont fait l'objet d'une étude récente de SPATH (181). Enfin une récolte abondante de fossiles avait été faite à Ankidabe et à Ankirihitra par M. Decary lors de sa mission ; cette faune, qui a été mise tout dernièrement à ma disposition par M. Joleaud, m'a permis de compléter sur quelques points la liste des fossiles provenant de mes propres recherches et que j'avais déjà publiée partiellement (17).

Dans la partie occidentale de Bemaraha et le long de sa bordure, vers la côte, aucune faune callovienne n'a encore été signalée jusqu'à ce jour, au Nord du Manambolo.

RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE. PRINCIPAUX FACIÈS. FAUNE.

I. BASSIN DE SITAMPIKY

Dans le Bassin de Sitampiky, le Callovien affleure en une bande étroite, presque continue, depuis le Manombo jusqu'à la Betsiboka. Cette bande, large de 1 à 2 km., borde les causses de Namoroka, de l'Ikavo et de l'Ankara vers le Nord. A partir de la Namahota, en se dirigeant vers l'Est, cette zone d'affleurement est toujours bien caractérisée ; elle passe par Marosampana, au Nord de Namoroka, puis s'infléchit fortement vers le Sud et contourne Andranomavo par l'Ouest, passe ensuite par Tsiabohetsy, puis par Ankidabe, traverse la Mahavavy, près de Majeromanga, contourne ce village par le Sud, et se poursuit jusqu'au Sud d'Ankirihitra et à la Betsiboka.

Du Manombo à l'Andranomavo.

Il est vraisemblable que les niveaux calcaires et marneux du Callovien affleurent dans la plaine marécageuse que traverse la piste de Bemena à Ambohipaky, au Sud de la

Namahota; mais il est très difficile de distinguer les limites des divers affleurements dans cette région, en grande partie recouverte par des alluvions du fleuve voisin. C'est seulement un peu plus à l'Est, en bordure et au Nord de la forêt qui couvre les calcaires bathoniens, que les niveaux fossilifères commencent à apparaître. Le long de la piste de Bekodoka à Soalala, entre la lisière nord de la forêt de Namoroka et la Kapiloza, on observe la succession suivante :

5. Calcaires marneux tendres blancs et marnes blanches à petites Bélemnites.
4. Calcaires grumeleux blancs alternant avec des bancs bruns à *Belemnites* cf. *tanganensis* Furr. et *Belemnites* sp.
3. Marnes et calcaires marneux bruns à *Dysaster* cf. *Moeschi* Desor, *Phylloceras* sp., *Perisphinctes* sp., *Hecticoceras* (*Lunuloceras*) sp., *Cardioceras* sp. (cf. *cordatum* Sow.), *Belemnites* cf. *subhastatus* Ziet.
2. Calcaires jaunes avec quelques oolithes ferrugineuses et marnes jaunâtres à *Perisphinctes* cf. *biplex* Sow., *Macrocephalites* sp. et à Polypiers (*Montlivautia* sp.).
1. Calcaires blancs à Bryozoaires, à baguettes de *Cidaris* et à *Terebratula globata* Sow. du Bathonien (portant la forêt de Namoroka).

La faune des niveaux 2 et 3 est pauvre ici, en comparaison de celle qui s'observe plus à l'Est, je n'ai guère recueilli que des fragments d'Ammonites indéterminables spécifiquement. Cependant, le niveau 2 est certainement callovien, étant donné son identité de faciès avec les niveaux très fossilifères de même âge qui seront décrits par la suite. Quant au niveau 3, son faciès marneux et la présence de fragments de *Lunuloceras* permettent, ainsi que je l'indiquerai plus loin, de le considérer comme callovien supérieur. Le *Cardioceras*, d'ailleurs un peu aberrant, bien que voisin de *C. cordatum* est trop isolé des régions froides de l'hémisphère boréal, où ce genre avait été seulement rencontré jusqu'à ce jour, pour pouvoir servir à dater les couches où je l'ai recueilli. Le niveau 4 renfermant *Belemnites* cf. *tanganensis* appartient probablement déjà à un étage plus élevé.

Un peu plus à l'Est, sur la piste de Namoroka à Marosampana, Baron et Mouneyres ont recueilli, de part et d'autre de ce dernier village, une faune dans laquelle M. H. Douvillé (81) a déterminé les espèces suivantes :

Flabellothyris dichotoma Kitch., *Terebratula euryptycha* Kitch., *Rhynchonella concinna* Sow., *Cidaris* cf. *sublaevis* Cott.

d'une part et :

Trigonia costata Park., *Lopha costata* Sow., *Terebratula bradfordiensis* Walker (race *aurata* Kitch.), d'autre part¹.

Enfin, MM. Petit et Perrier de la Bathie ont recueilli également et tout récemment, dans la même région, mais un peu plus à l'Est encore, près de Mahabo (ou Mahabo), une faune dont l'étude, confiée à Mlle Basse (2^{ter}), lui a permis de citer les espèces suivantes :

Proplanulites Kinkelini Daqué, *Reneckia* cf. *anceps* Rein., *Phylloceras disputabile* Zittel, *Hecticoceras primævum* de Gross., *Modiola plicata* Sow., *Pholadomya Murchisoni* Sow., *Lima* (*Ctenostreon*) cf. *proboscideum* Sow., *Lima pectiniformis* Morr. et Lyc., *Rhynchonella rugosa* Kitch., *Rh. concinna* Sow., *Terebratula bradfortensis*, var. *aurata* Kitch., *Pygurus depressus* Ag., *Holactypus* sp.

1. Pour être complet, je crois devoir citer encore ici une liste de fossiles déterminés par Thévenin (185^{ter}) et recueillis par M. Perrier de la Bathie dans une localité qu'il ne m'a pas été possible de situer sur la carte : « Mahabo près de l'Andranomavo, au pied du Besieky » (le village Mahabo cité ci-dessus est peu éloigné de l'Andranomavo, mais fort loin du Besieky qui est lui-même d'ailleurs très éloigné de l'Andranomavo) : *Terebratula jooraensis* Kitch., *Rhynchonella concinna* Sow., *Nautilus jumarensis* Waag., *Phylloceras mediterraneum* Neum., *Ph. lodaiense* Waag., *Cardioceras* cf. *Schaumburgi* Waag., *Pelloceras* sp., *Perisphinctes hians* Waag., *P.* cf. *frequens* Opp.

Dans cette région, aucune discordance n'est décelable entre les calcaires bathoniens et le Callovien, pas plus qu'entre les niveaux appartenant à cet étage et les marnes blanches qui leur sont superposées.

De l'Andranomavo à la Mahavavy

A Andranomavo, M. Perrier de la Bathie a récolté quelques fossiles parmi lesquels THÉVENIN (1855 *ter*) a cité : *Flabellothyris* cf. *dichotoma* KITCH. et *Macrocephalites Maya* SOW.

Au SE d'Andranomavo, entre l'Amboromihanto (affluent de gauche de l'Ambohimadio) et l'Ambohimadio, la piste qui relie ce poste à Tsiabohetsy traverse les affleurements calloviens qui ont fourni une faune très riche à Baron et Mouneyres; M. H. DOUVILLÉ qui l'a étudiée a déterminé les espèces suivantes (81) :

Macrocephalites macrocephalus SCHLOTH. (plusieurs variétés), *Cadoceras Herveyi* SOW., *Phylloceras vicarium* WAAG., *Perisphinctes orion* OPPEL, *Oppelia conjugens* MAYER, *O. subcostaria* OPPEL, *Belemnopsis hastata* BLAINV., *Sphæra madagascariensis* NEWT., *Ctenostreon proboscideum* SOW., *Lopha gregarea* SOW., *Terebratula intermedia* ZIET., *Flabellothyris dichotoma* KITCH., *Rhynchonella Orbigny*, *Rh. decorata* SCHLOTH. (variété avec deux plis au bourrelet de la valve dorsale), Polypiers.

A quelques kilomètres à l'Est de ce gisement, j'ai suivi la bande d'affleurement du Callovien depuis Tsiabohetsy (ou Tsiaboahitsy) jusqu'à la Hopy. Comme dans les localités citées précédemment, les calcaires blancs, parfois lumachelliques, du Bathonien sont recouverts par des alternances de marnes grises ou jaunes à la base et blanches au sommet et de calcaires jaunâtres souvent oolithiques. Les calcaires bathoniens affleurent au Sud de Tsiabohetsy et s'arrêtent exactement au bord sud du village. Au-delà vers le Nord, des fonds marneux, en partie cultivés en rizières, masquent vraisemblablement les niveaux de base du Callovien; ils occupent une dépression, jalonnée par des marais et qui s'étend jusqu'à la Hopy. C'est seulement sur le flanc nord de cette dépression que j'ai observé des niveaux fossilifères subordonnés à des calcaires marneux et des marnes blanchâtres; j'y ai recueilli :

Montlivaultia sp. (petite espèce), *Terebratula aurata* KITCH., *Terebratula* sp. *Rhynchonella pseudo-inconstans* KITCH., *Rh.* cf. *brevicosta* KITCH., *Rh. rugosa* KITCH., *Exogyra auriformis* GOLDF., *Ostrea Marshi* SOW., *Alectryonia gregarea* SOW., *Belemnopsis subhastatus* ZIET., *Belemnites* sp., *Macrocephalites* sp. (fragments indéterminables).

Au sommet de ces couches, les bancs marneux sont très riches en petites Ammonites pyriteuses :

Perisphinctes fluctuosus PRATT., *Perisphinctes* sp., *Hecticoceras lunula* REIN., *Phylloceras* sp.

Au delà et à quelques kilomètres au NE de la vallée de la Hopy, les grès du Crétacé, qui surmontent les marnes blanches formant la couverture directe du Callovien, s'avancent beaucoup vers le Sud et semblent même recouvrir localement, en partie le Callovien.

Un peu plus loin encore vers l'Est, au Sud de l'Ambohitralika, les niveaux calcaires calloviens sont recouverts par un important lambeau d'un basalte doléritique; ces niveaux reparaissent à 5 km. environ à l'Ouest d'Ankadibe (fig. 12), en même temps que les calcaires blancs du Bathonien. Les calcaires jaunes à oolithes ferrugineuses qui surmontent ces derniers sont ici extrêmement fossilifères; leur faune est caractérisée par l'abondance des *Macrocephalites* qui présentent de nombreuses formes et des dimensions parfois considérables. Les bancs de marnes sont peu importants dans cette zone inférieure.

Les niveaux plus élevés, affleurant dans un fond de vallée, sont peu visibles en ce point; par contre, à la faveur de lambeaux de basaltes doléritiques latéritisés qui recouvrent ces formations au NW d'Ankidabe, on peut observer parfaitement tous les termes supérieurs

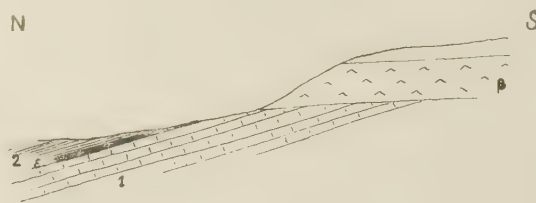


Fig. 12. — Coupe du bord du plateau basaltique entre la Tanda et Ankidabe.

1. Calcaires à *Macrocephalites*. — 2. Marnes calloviennes à *Hecticoceras*. — 3. Latérite. — β. Basalte doléritique.
ε. Dolérite.

de la série dans des ravins qui entament ces basaltes et leur substratum; la coupe est la suivante :

4. Basalte doléritique latéritisé en majeure partie.
3. Grès fins rougeâtres et marnes panachées (5 m.) (Crétacé).
2. Calcaires gréseux et glauconieux à Polypiers (5 m.).
1. Marnes grises à gypse, nodules ferrugineux et Ammonites pyriteuses, principalement des *Hecticoceras* (25 m.).

Ce sont les niveaux 3 et 4, exceptionnellement 2, qui affleurent aux abords d'Ankidabe; mais, à 4 km. environ à l'Est du village, le plateau latéritique qui recouvrait la bande callovienne est limité par une falaise haute de 50 m. environ, au pied de laquelle se retrouve à nouveau le Callovien. La coupe de cette falaise, qui fait face à la vallée de la Mahavavy, est la plus complète que j'aie pu observer :

5. Basalte latéritisé.
4. Calcaire gréseux et glauconieux à Polypiers (10 m.).
3. Marnes grises à gypse et Ammonites pyriteuses (20 m.).
2. Banc mince de grès grossiers ferrugineux.
1. Marnes et calcaires jaunâtres à oolithes ferrugineuses, avec *Macrocephalites* et nombreux autres fossiles.

Un peu plus au Sud, ce dernier niveau s'appuie sur les calcaires blancs subrécifaux du Bathonien.

La parfaite identité des faunes que j'ai récoltées dans la zone à *Macrocephalites*, de part et d'autre d'Ankidabe, me conduit, pour éviter une répétition inutile, à grouper dans la coupe schématique suivante les observations et les récoltes de fossiles que j'ai faites dans la région (les fossiles marqués d'un astérisque existaient seulement dans les récoltes de M. Decary) :

6. Grès fins, rougeâtres, peu cimentés, nettement transgressifs sur tous les niveaux antérieurs (Crétacé inférieur).
5. Calcaires gréseux glauconieux à Polypiers et *Belemnites* cf. *pistilliformis* BLAINV.
4. Calcaires marneux et marnes blanches à Bélemnites.
3. Marnes grises à gypse, à nodules ferrugineux et riches en Ammonites pyriteuses : *Perisphinctes omphalodes* WAAG., *Perisphinctes* (*Grossouvreia*) *fluctuosus* PRATT., *Hecticoceras* cf. *punctatum* STAHL, *H.* cf. *suevum* BONARELLI, *H.* cf. *suborientalis* SPATH, *H.* (*Lunuloceras*) cf. *lunula* REIN, *H.* (*Bonarellia*) sp.

associées à :

Rhynchonella sp., *Terebratula* sp., *Exogyra auriformis* GOLDF., *Ostrea* cf. *Sowerbyi* MORR. et LYC., *Lopha Marshi* SOW., *Arca* sp., *Belemnopsis subhastatus* ZIET., *Belemnites* sp.

2. Bancs de calcaires à oolithes ferrugineuses alternant avec des niveaux marneux ; l'ensemble présente une faune d'une richesse extraordinaire, j'y ai recueilli et déterminé¹ :

<i>Montlivaultia</i> sp. (E).	<i>Astarte</i> cf. <i>ungulata</i> PHIL. (E).
<i>Rhynchonella indica</i> D'ORB. (W).	<i>Ceromyopsis</i> cf. <i>sarthacensis</i> D'ORB. (E.).
<i>Rhynchonella pseudo-inconstans</i> KITCH. (W, E).	<i>Pleurotomaria</i> cf. <i>Buchana</i> D'ORB. (W).
<i>Rhynchonella</i> cf. <i>pul-herrima</i> KITCH. (W).	<i>Belemnopsis subhastatus</i> ZIET. (W, E.).
— <i>rugosa</i> KITCH. (W).	<i>Nautilus jumarensis</i> WAAG. (W).
<i>Terebratula bradfordensis</i> var. <i>aurata</i> KITCH. (W, E).	* — cf. <i>giganteus</i> D'ORB.
<i>Terebratula acutiplicata</i> KITCH. (W, E).	* <i>Phylloceras mediterraneum</i> NEUM.
— <i>joraisensis</i> KITCH. (W).	— <i>lodaiense</i> WAAG. (W).
— <i>euryptycha</i> KITCH. (W).	— <i>disputabile</i> ZITT. (W).
<i>Terebratulina inflata</i> KITCH. (W, E).	<i>Oppelia</i> cf. <i>subcostaria</i> OPPEL (W, E).
<i>Flabellothyris dichotoma</i> KITCH. (W, E).	— sp.
<i>Lima impressa</i> MORR. et LYCETT (W).	<i>Macrocephalites madagascariensis</i> P. LEM. (W, E).
<i>Heligmus Rollandi</i> H. DOUV. (W, E).	<i>Macrocephalites macrocephalus</i> SCHL. (W, E).
<i>Spondylus</i> sp.	<i>Macrocephalites</i> cf. <i>chariensis</i> WAAG. (W).
<i>Ostrea (Lopha) Marshi</i> SOW. (W, E).	— <i>elephantinus</i> SOW. (W).
<i>Alectryonia (Lopha) gregarea</i> SOW. (W, E).	— cf. <i>dimerus</i> WAAG. (W).
<i>Exogyra auriformis</i> GOLDF. (E).	— <i>transiens</i> WAAG. (W, E).
<i>Nucula</i> sp. (W, E).	<i>Perisphinctes omphalodes</i> WAAG. (E).
<i>Arca</i> sp. (W, E).	— (<i>Grossouvreia</i>) <i>fluctuosus</i> PRATT. (W).
<i>Leda</i> sp. (E).	<i>Perisphinctes recuperi</i> WAAG. (W, E).
<i>Cucullea corallina</i> LYCETT. (E).	

1. Calcaires blancs subrécifaux du Bathonien.

La limite des niveaux 2 et 3 est souvent assez imprécise et certaines espèces des deux zones peuvent se trouver mélangées dans les couches de passage ; mais c'est particulièrement *Rhynchonella pseudo-inconstans* qui abonde dans ce niveau intermédiaire qu'elle paraît caractériser.

Ainsi que l'avait indiqué le premier M. H. Douvillé, pour les régions situées plus à l'Ouest, l'âge callovien de ces formations ne fait pas de doute, la grande majorité des espèces citées ci-dessus appartenant à cet étage ; mais il est possible de déterminer en outre les équivalences de zones. Comme je l'ai montré dans une note antérieure (17), il existe une similitude frappante à la fois comme faune (déjà signalée par M. H. Douvillé) et comme faciès entre les niveaux 2 et 3 de la coupe d'Ankidabe et les niveaux inférieurs du groupe du Charee de la presqu'île de Cutch, dans l'Inde. Là en effet comme à Madagascar, la zone inférieure à *Macrocephalites macrocephalus*, *Sphaeroceras bullatum* et *Oppelia subcostaria* est constituée par des marnes et des bancs calcaires parfois à oolithes ferrugineuses (« Golden Golite »). Au-dessus se trouvent des marnes avec nodules ferrugineux à *Reineckeia anceps*, *Lunuloceras lunula* et *Hecticoceras punctatum*, évidemment équivalentes du niveau 3 d'Ankidabe. Il est donc parfaitement logique de considérer ici le niveau 2 comme l'équivalent de la zone à *Macrocephalites macrocephalus* d'Europe et le niveau 3 comme l'équivalent de la zone à *Reineckeia anceps*.

1. E (Gisement est d'Ankidabe), W (Gisement ouest d'Ankidabe).

C'est, semble-t-il, dans les mêmes gisements que STANSFIELD (182), recueille en 1924 une faune d'Ammonites provenant de quatre localités avoisinant Ankidabe; comme SPATH (181) l'avait prévu, on peut grouper les différentes espèces qu'il a déterminées en deux ensembles correspondant aux deux zones calloviennes indiquées précédemment :

1° De la zone à *Reineckeia anceps* (niveau 3) : *Lunuloceras* cf. *lunuloides* KILIAN, *Bonarellia* (*Chanasia*) sp., *B.* (*Sin leites*) *madagascariensis* SPATH, *Peltoceras* sp., *Grossouvreia* sp.

2° De la zone à *Macrocephalites Macrocephalus* : *Phylloceras* cf. *disputabile* ZITTEL, *Macrocephalites* aff. *madagascariensis* LEMOINE, *M.* (*Pleurocephalites*) sp., *M.* (*Catacephalites*) sp., *M.* (*Kheraicerus*) *Stansfieldi* SPATH, *Grossouvreia* cf. *anomala* LOCZY, *Nautilus* cf. *calloviensis* OPPEL.

De la Mahavavy à la Betsiboka.

Au delà de cette région, vers l'Est, la bande d'affleurement du Callovien se poursuit jusqu'à Majeromanga qu'elle contourne par le Sud après avoir traversé la Mahavavy. Lorsqu'on suit la piste de Sitampiky à Kandrehô, les couches calloviennes sont rarement visibles, étant recouvertes presque constamment par des alluvions gréseuses de la Majeromanga; j'ai seulement recueilli, au bord de cette rivière et au Sud du village de même nom :

Ostrea Marshi Sow., *Alectryonia gregarea* Sow. et *Rhynchonella concinna* Sow.

Toutefois, dans cette même région, COLCANAP (59) a fait une récolte abondante de fossiles, dans la vallée de la Majeromanga, probablement en aval ou en amont de la piste que j'ai suivie; il a cité de ces couches :

Rhynchonella inconstans Sow., *Isocardia striata* d'ORB., *Macrocephalites transiens* WAAG., *M. polyphemus* NOETLING, *M.* cf. *Grantanum*, OPPEL, *M.* cf. *opsis* Sow., *Belemnites tanganyensis* FULT.,

dans les calcaires marneux surmontant directement les calcaires bathoniens de l'Ankara. Au-dessus, des argiles à petites Ammonites pyriteuses correspondent évidemment au niveau 3 d'Ankidabe, avec *Perisphinctes* cf. *Pratarei* Fabre.

Comme plus à l'Ouest, le tout est surmonté par des marnes et des calcaires marneux blanchâtres à *Ostrea* cf. *imbricata* et à Bélemnites.

A partir de Majeromanga, vers l'Est, l'affleurement callovien suit à quelque distance au Sud, la piste qui relie ce village à Ankirihitra. Au Sud de ce dernier village, la piste de Mahazoma traverse un gisement callovien très riche en fossiles et en tous points comparable aux gisements d'Ankidabe. J'ai recueilli en ce point et déterminé les espèces suivantes :

1° Dans les marnes situées au Sud de l'Iabohazo, quelques fragments pyriteux d'*Hecticoceras* et de *Perisphinctes*.

2° Dans les calcaires marneux jaunâtres et les marnes sous-jacents :

<i>Rhynchonella</i> cf. <i>brevicostata</i> KITCH.	* <i>Trigonia</i> sp.
<i>Terebratulina acutiplicata</i> KITCH.	* <i>Phylloceras mediterraneum</i> NEUM.
— <i>aurata</i> KITCH.	— <i>lodaiense</i> WAAG.
— <i>joraensis</i> KITCH.	— <i>Kudernatschi</i> HAUER.
<i>Terebratulina</i> sp.	<i>Oppelia</i> cf. <i>subcostaria</i> OPPEL.
<i>Heligmus Rollandi</i> H. DOUV.	— sp.
<i>Spondylus</i> sp.	<i>Macrocephalites madagascariensis</i> LEMOINE.
<i>Ostrea</i> (<i>Lopha</i>) <i>Marshi</i> Sow.	— <i>dimerus</i> WAAG.
<i>Alectryonia</i> (<i>Lopha</i>) <i>gregarea</i> Sow.	— <i>elephantinus</i> Sow.
<i>Lopha costata</i> Sow.	<i>Perisphinctes Recuperi</i> WAAG.
<i>Ceromyopsis</i> cf. <i>sarthacensis</i> D'ORB.	— sp.
<i>Ceromya plicata</i> AG.	<i>Belemnopsis subhastatus</i> ZIET.
<i>Pholadomya lyrata</i> Sow. (voisine de <i>Ph.</i>	Dents de <i>Strophodus</i> sp.
<i>Murchisoni</i> Sow.).	* (<i>Ichthyodorylithe</i> d' <i>Hybodus</i> ,

* Echantillons recueillis par M. Decary.

Ces deux niveaux correspondent encore aux zones déjà signalées; le plus élevé est recouvert par des marnes et calcaires marneux blanchâtres à Bélemnites qui affleurent largement dans la vallée de l'Iabohazo. Les calcaires à *Macrocephalites* reposent sur des calcaires roses et des calcaires lumachelliques en bancs peu épais, qui doivent être rapportés au Bathonien.

Dans cette même région, sur la rive droite de l'Iabohaza, une faune recueillie par M. Perrier de la Bathie et déterminée par THÉVENIN a fourni les espèces suivantes (183^{ter}) :

Terebratula aurata KITCH., *Acanthothyris multistriata* KITCH., *Alectryonia gregaria* SOW., *Nautilus* cf. *giganteus* SOW., *Phylloceras Feddeni* WAAG., *Ph. disputabile* ZITT., *Ph. Manfredi* OPPEL, *Lytoceras* cf. *Adelae* D'ORB., *Perisphinctes perdagatus* WAAG., *Macrocephalites macrocephalus* SOW., *M. Grantanum* OPP., *Belemnites* sp.

A quelques kilomètres de ce point, vers l'Est, la piste d'Ankirihitra à Maevatanana traverse la même série sédimentaire et la faune callovienne y est identique, d'après les échantillons qui y ont été recueillis par M. Decary; j'ai seulement reconnu comme espèces non encore décrites celles qui sont marquées d'un astérisque dans la liste précédente. Par contre, Giraud, qui a parcouru cette même piste en 1913, ne signale pas ces niveaux calloviens cependant très fossilifères, tandis qu'il indique la présence de *Pygurus* cf. *Marmonti* dans des calcaires blancs à gros *Cardium* et à Huîtres, intercalés semble-t-il d'après son rapport, dans la série calcaire de l'Ankara; il est probable qu'en fait ce niveau occupe le sommet des calcaires bathoniens et appartient déjà au Callovien.

Tectonique.

Je n'ai observé aucun accident tectonique méritant d'être signalé le long de la bande d'affleurement du Callovien dans le Bassin de Sitampiky; toutes les couches s'ennoient régulièrement, avec un pendage très faible, vers le centre du Bassin comme les formations jurassiques qui les encadrent et avec lesquelles elles semblent en parfaite concordance.

II. AIRE D'ENNOYAGE DE MAINTIRANO

Au Sud du Cap Saint-André, le Callovien est connu depuis longtemps avec un faciès analogue à celui du Bassin de Sitampiky (M. M. Boule l'a signalé dès 1899 dans la province de Tulléar), mais seulement dans la région SW de l'Ile. Entre la Tsiribihina et le Cap Saint-André, aucun fossile callovien n'avait encore été recueilli avant mon passage et M. H. DOUVILLÉ pensait pouvoir faire état de cette lacune stratigraphique pour démontrer l'existence d'une faille sur le bord occidental du Bemaraha (81, p. 213).

Ainsi que je l'ai montré précédemment (p. 103), il existe en réalité, le long du bord occidental de l'Antsingy, une bande étroite de calcaires, grumeleux en général, qui peut être considérée comme un affleurement callovien. La faune déjà citée contient surtout des espèces bathoniennes dans la vallée de la Haute-Soahanina; cependant même ici, la présence de *Pholadomya Murchisoni* Sow. peut faire penser qu'on est en présence de Callovien inférieur. A la traversée de la piste de Tsiandro à Antsalova, le faciès des niveaux affleurant à la lisière de l'Antsingy s'est légèrement modifié; la faune, riche surtout en Lamelli-branches et en Gastéropodes au Nord, renferme principalement ici des Brachiopodes et des débris d'Échinides et j'y ai recueilli :

Terebratula ovoides SOW., *T. globata* SOW., *Magerlea Munieri* DESL., *Rhynchonella concinna* SOW., *Pholadomya Murchisoni* SOW., avec de nombreuses radioles de *Cidaris*.

Aucune de ces espèces ne permet encore l'attribution de ces couches au Bathonien ou au Callovien avec quelque certitude. Un peu plus loin vers le Sud, avant la vallée de la Beboka, une faille située en bordure des calcaires du Bemaraha amène directement les marnes néocomiennes en contact avec ces calcaires faisant disparaître les niveaux intermédiaires. Toutefois, dans la vallée de la Motsamoha, au NNE de Bekopaka, les calcaires grumeleux surmontant le Bathonien de l'Antsingy reparaissent sous les marnes à *Duvalia polygonalis*, en lisière de la forêt. C'est en ce point que j'ai recueilli, ainsi que je l'ai indiqué (p. 103), la faune suivante :

Pygurus depressus Ag., *Rhabdocidaris* sp., nombreuses radioles de *Cidaris*, *Peltoceras arduennense* d'ORB.,

avec de nombreux petits éléments cubiques de pyrite. La seule présence de *Pygurus depressus*, qui est assez commun dans le Callovien de Madagascar, pourrait suffire pour dater ce niveau de calcaire grumeleux. Cependant, si quelque doute était encore possible, l'existence dans ces mêmes couches de *Peltoceras arduennense* permet de le lever. Bien que je n'aie recueilli qu'un petit fragment de cette espèce, il ne peut y avoir aucune discussion sur sa détermination : ses cloisons bien visibles et sa section subrectangulaire sont caractéristiques. Or, *Peltoceras arduennense* est une forme de l'Oxfordien supérieur d'Europe; il a aussi été rencontré dans l'Oxfordien de la région de Mombassa (Afrique Orientale Anglaise) en compagnie de *Macrocephalites Rabai* et *Belemnites tanganensis*; il serait donc logique d'attribuer également un âge oxfordien au niveau où il se rencontre à Madagascar. Jusqu'à ce qu'une faune plus complète vienne préciser cet âge, je crois préférable provisoirement, étant donné les autres espèces récoltées, d'admettre que le niveau de calcaires grumeleux, épais au plus de quelques mètres, qui borde la forêt de l'Antsingy et surmonte les calcaires à Polypiers du Bathonien, représente le Callovien. Il est possible d'ailleurs, étant donné la discontinuité de cette bande, que son âge ne soit pas le même sur toute la longueur du Bemaraha.

Entre la Haute-Soahanina et la région de Berano (près de la Beboka), ce niveau est surmonté de calcaires très marneux, blancs, recouverts eux-mêmes par des marnes grises. Cette série très peu fossilifère ne paraît renfermer que des fragments de Bélemnites indéterminables, toutefois, étant donné qu'elle est surmontée directement par des calcaires glauconieux à faune kimeridgienne, elle doit représenter tout ou partie de l'Oolithique moyen.

Il est probable que l'étude détaillée de la bordure occidentale du Bemaraha au Sud du Manambolo montrera l'apparition progressive vers le Sud des niveaux fossilifères du Callovien et permettra d'établir d'une manière précise les corrélations entre les formations qui viennent d'être étudiées et la série typique à *Macrocephalites* de Tulléar.

RÉSUMÉ STRATIGRAPHIQUE ET CONCLUSIONS

Il ne paraît pas y avoir de discontinuité sensible entre les dépôts du Bathonien supérieur et ceux de la base du Callovien dans les régions étudiées; cependant, au moins dans le Bassin de Sitampiky, un approfondissement sensible s'est fait sentir dès le début du Callovien dans le géosynclinal de Mozambique. Un changement de faciès très net existe, en effet, entre les formations appartenant au Bathonien et au Callovien : des sédiments comportant des alternances de marnes et de calcaires succèdent à des calcaires subrécifaux. En même temps, la faune change de caractère et les Ammonites apparaissent, très nombreuses; ces fossiles n'indiquent toutefois pas encore de grandes profondeurs, car, outre qu'ils sont asso-

ciés à une faune en majeure partie néritique, leurs coquilles, souvent couvertes de Serpules et d'Huitres, ont certainement été flottées et entraînées vers la côte par les courants. L'approfondissement se poursuit pendant toute la durée du Callovien, car des marnes à Ammonites pyriteuses succèdent aux calcaires et marnes de base. Le gypse qui s'y rencontre en cristaux isolés a certainement une origine secondaire.

Dans toute l'étendue du Bassin de Sitampiky, à quelques variations de faciès près, la constitution du Callovien est la même :

- 1° A la base, des calcaires marneux et des calcaires à oolithes ferrugineuses alternant avec des marnes jaunâtres et contenant une faune caractérisée par l'abondance des *Macrocephalites* (*M. macrocephalus*) associés à de nombreuses espèces d'Ammonites, de Lamellibranches et de Brachiopodes. C'est certainement le Callovien inférieur ou zone à *Macrocephalites macrocephalus*.
- 2° Au-dessus, et constituant le sommet de l'étage, des marnes grises, à gypse et à nodules ferrugineux, avec une faune riche en petites Ammonites pyriteuses appartenant en majeure partie au groupe des *Hecticoceras* (*H. (Lunuloceras) lunula*). Malgré l'absence générale de *Reineckeia anceps* (signalée d'ailleurs avec quelques doutes, mais d'un niveau mal précisé, par M^{lle} Basse), il est probable que ce niveau représente le Callovien supérieur ou zone à *Reineckeia anceps*.

Au Sud de l'Aire anticlinale du Cap Saint-André, au moins en ce qui concerne la région située au Nord du Manambolo, cette succession ne se retrouve plus et le Callovien semble n'être représenté que par un mince horizon de calcaires grumeleux fossilifères à *Pholadomya Murchisoni*, *Pygurus depressus* et *Peltoceras arduennense*. Des calcaires marneux blancs et des marnes qui les surmontent sont certainement de l'Oolithique moyen, sans qu'il soit possible de leur assigner un âge plus précis.

CORRÉLATIONS AVEC LES RÉGIONS VOISINES

1° Madagascar.

Côte Nord Ouest.

La zone d'affleurement du Callovien se poursuit, sans interruption, autant que les documents géologiques fragmentaires publiés sur la province de Maevatanana permettent de s'en rendre compte, jusqu'à la Baie de Port Radama (Nord de la Province d'Analalava); les deux zones définies précédemment au Sud de la Betsiboka semblent également se retrouver au Nord; toutefois, leur faciès change notablement.

Immédiatement au Nord de la Betsiboka, à Marolo, affleurent des marnes à Ammonites pyriteuses (*Perisphinctes* sp., *Hecticoceras* cf. *punctatum* STAHL, *H. nodosum* BONARELLI = *Amm. hecticus-nodosus* QUENST.); cette faune récoltée par Dorr a été décrite par M. H. DOUVILLÉ (78-80). Ici toutefois le niveau à *Macrocephalites* ne semble pas connu; mais on le retrouve plus au Nord, d'abord près d'Ankoakala où NEWTON (162) a signalé, d'après Baron, *Alectryonia gregaria* Sow., puis dans la Province d'Analalava, où il se présente à l'état de marnes bleues; il a été découvert par BARON (1) près d'Andranasamonta et de Maromandia, et NEWTON (160) y signala la présence de *Macrocephalites macrocephalus*. Depuis, les décou-

vertes de Colcanap et les travaux de M. P. LEMOINE (144) ont montré qu'il existait dans cette région une faune très riche, avec laquelle celles d'Ankidabe et d'Ankirihitra présentent les plus grandes analogies en ce qui concerne les Céphalopodes. Toutefois, comme l'a fait remarquer M. P. LEMOINE, plusieurs faunes ont été mélangées, de sorte que non seulement les zones du Callovien ne peuvent pas être distinguées, mais de plus le Séquanien-Kimeridgien lui-même ne peut pas être séparé. Les espèces purement calloviennes sont cependant nombreuses : *Phylloceras mediterraneum* NEUM., *Perisphinctes omphalodes* WAAG., *Macrocephalites macrocephalus* SCHL., *M. transiens* WAAG., *Reineckeia anceps* REIN., etc., mais le faciès homogène de l'ensemble du Jurassique supérieur rend les délimitations d'étages délicates.

Au delà de la Province d'Analalava, vers le Nord de Madagascar, le Callovien paraît manquer totalement.

Côte Sud-Ouest.

Au Sud du Cap Saint-André, il est probable que les couches calloviennes que j'ai signalées au Nord du Manambolo se poursuivent d'une manière continue jusqu'à la Tsiribihina; mais ce n'est qu'au Sud de ce fleuve, dans la vallée de la Morondava que le Callovien est connu grâce aux explorations de Grandidier, de Gautier et de Villiaume et aux travaux de FISCHER (91), NEWTON (160, 162), M. M. BOULE (39) et M. H. DOUVILLÉ (78). M. M. BOULE a signalé en particulier : *Macrocephalites macrocephalus* SCHL., *Cosmoceras* cf. *calloviense* SOW. et *Belemnites sulcatus* MILL. provenant du bord oriental du Plateau de Tsiandava qui prolonge le Bemaraha vers le Sud.

Plus loin encore vers le Sud, les découvertes de Bastard ont permis à M. M. BOULE (44) de démontrer l'existence de calcaires calloviens oolithiques très ferrugineux dans la vallée de la Sakondry, à Beraketa (ENE de Tulléar); leur faune très riche rappelle celle du Callovien du Bassin de Sitampiky (*Macrocephalites macrocephalus* var. *subcompressum*, *Ostrea Marshi* SOW., *Lima proboscidea* SOW., etc.) et leur faciès est également celui de l'horizon à *Macrocephalites* de ce Bassin.

L'uniformité de faciès du Callovien de Madagascar, qui a déjà été signalée, en particulier, par M. P. LEMOINE (145, p. 10), est donc plus spécialement marquée au Sud de la Betsiboka. Les formations, bien qu'encore néritiques, dénotent cependant une mer plus profonde qu'au Bathonien; mais en même temps les dépôts indiquent une régression sensible et surtout bien accusée dans la région anticlinale du Cap Saint-André. Dans le Bassin de Sitampiky, un faciès vaseux, plus profond, apparaît dans le Callovien supérieur; mais c'est seulement dans la région d'Analalava que ce type de sédimentation devient prédominant et envahit l'ensemble du Callovien, pour se poursuivre ensuite dans tout le Jurassique supérieur.

2° Côte Orientale d'Afrique.

Sur la rive opposée du géosynclinal de Mozambique, c'est seulement dans l'ancienne Afrique Orientale Allemande que se rencontrent les témoins les plus méridionaux de l'extension de la mer callovienne. A Pendambili, sur la ligne de Dar-es-Salam à Morogoro, le Callovien se présente sous forme de calcaires gris siliceux avec une riche faune comportant : *Ceromya concentrica* SOW., *Pholadomya carinata* GOLDF., *Phylloceras disputabile* ZITT., *Proplanulites Kinkelini* DACQ., *P. pendambilianum* DACQ., *Perisphinctes omphalodes* WAAG., *Belemnites* cf. *subhastatus* ZIET., etc., et reposant sur le Bathonien. Dans la région de Tanga, apparaît un faciès différent, caractérisé par des calcaires jaunâtres à oolites ferrugineuses avec *Macrocephalites macrocephalus* SCHL. et *Sphaeroceras bullatum* d'ORB., à la base, et des marnes panachées à septaria à la partie supérieure.

Dans l'Afrique Orientale Anglaise, par contre, près de Mombasa, le Callovien semble manquer et correspondre à une lacune stratigraphique; c'est l'Oxfordien qui repose directement sur le Bathonien. Toutefois des marnes à *Hecticoceras* sp. et *Phylloceras* sp. de la vallée du Mwachi River, dans la région de Mombasa, correspondent peut-être au Callovien.

Le Callovien reparait dans la Somalie Italienne, dans la région de Bardera, où il est constitué par les calcaires d'Anole dans lesquels Stefanini a récolté une faune comprenant : *Ceromya concentrica* SOW., *Pholadomya carinata* GOLDF., *Hecticoceras* aff. *hecticum* REIN., *Macrocephalites* aff. *magnumbilicatus* WAAG., *Perisphinctes* (*Grossouvreia*) *Steinmanni* PAR. et BON. (A-27). Un niveau de lumachelles à *Macrocephalites*, *Belemnites tanganensis* FUTT., *Exogyra imbricata* DOUV. (non KRAUSS), qui surmonte ces calcaires, semble former une transition avec l'Oxfordien. Dans la Somalie Italienne du Nord, les calcaires à *Parallelodon egertonianus* STOL. contiennent également *Perisphinctes omphalodes* WAAG. et doivent par suite être rapportés au Callovien. Il en est d'ailleurs de même pour les calcaires à *Parallelodon egertonianus*, *Rhynchonella Edwardsi* CHAP. et DEW., *Belemnites subhastatus* ZIET. etc., de la Côte des Somalis Anglaise; *Parallelodon*, qui est considéré comme une forme bathonienne dans l'Inde, est certainement plus récente ici.

Au delà du Pays des Somalis, vers l'Ouest et le NW, le Callovien semble généralement absent entre le Bathonien et les formations du Jurassique supérieur, en particulier en Abyssinie et en Erythrée.

En résumé, sur toute la longueur de la bordure occidentale du géosynclinal de Mozambique, le Callovien présentait une faune ayant beaucoup d'affinités avec celle de Madagascar et, dans la région de Tanga, le faciès lui-même rappelle beaucoup celui du Bassin de Sitampiky et de la Sakondry. De plus, comme à Madagascar, le Callovien semble correspondre très généralement à une régression le long de la côte d'Afrique.

3° Inde.

C'est toutefois sur la rive orientale du géosynclinal de Mozambique, dans la presqu'île de Cutch, que le Callovien présente le plus de ressemblance avec celui du Bassin de Sitampiky (17). En effet, la base du Groupe de Charee est constituée par les deux horizons suivants :

2. Marnes avec nodules ferrugineux à *Hecticoceras lunula* REIN., *H. punctatum* STAHL, *Reineckeia anceps* REIN., etc.
1. Marnes alternant avec des bancs calcaires, parfois à oolites ferrugineuses (Golden Oolite), à *Macrocephalites macrocephalus* SCHL., *M. tumidus* REIN., *Sphaeroceras bullatum* D'ORB., *Oppelia subcostaria* OPPEL, *Perisphinctes*, Brachiopodes, etc.

Ces deux zones, à *Reineckeia anceps* au sommet et à *Macrocephalites macrocephalus* à la base, semblent correspondre à celles décrites d'Ankidabe, aussi bien comme faciès que comme faune. Les nombreuses espèces de Térébratules et de Rhynchonelles, décrites par Kitchin des formations du Patcham et du Charee, se retrouvent presque toutes dans les faunes d'Andikabe et d'Ankirihiitra.

Le Callovien se présente encore avec le même faciès et une faune très voisine dans le Béloutchistan, c'est le « calcaire à *Polyphemus* » (à *Macrocephalites polyphemus* NOETL.) ; toutefois, seule sa partie inférieure paraît devoir être rapportée au Callovien, le sommet semblant plutôt oxfordien.

*
* *

Il semble résulter de l'examen rapide précédent des deux rives du géosynclinal de Mozambique que ce bras de mer s'est approfondi pendant le Callovien sur toute sa longueur; en

même temps s'est manifestée, en beaucoup de points, une tendance marquée à une régression qui se traduit par une lacune stratigraphique fréquente entre le Bathonien et l'Oxfordien.

COMPLÉMENTS PALÉONTOLOGIQUES

Brachiopodes.

Rhynchonella indica D'ORBIGNY

(Pl. VII, fig. 43).

1849. *Rhynchonella indica* D'ORBIGNY. Prodrôme de Paléontologie, vol. I, p. 343.

1900. *Rhynchonella indica* KITCHIN. Jurassic Fauna of Kutch, Brachiopoda, *Pal. Ind.*, p. 56, pl. XI, fig. 47-49.

Je rapporte sans hésitation à cette espèce deux échantillons caractérisés par la longueur plus grande, la largeur de la dépression centrale plus grande et l'aspect peu concave, presque plat, de cette dépression, caractères qui la distinguent de *Rh. concinna*.

Callovien; Charee inférieur de Kutch,

Localités. Gisement à l'Est d'Ankibade.

Rhynchonella pseudo inconstans KITCHIN

(Pl. VII, fig. 9-10).

1897. *Rhynchonella pseudo-inconstans* KITCHIN. Zur Kenntniss der jur. Brachiop. von Kutch. Inaug. Diss. München

1900. *Rhynchonella pseudo-inconstans* KITCHIN. Jur. Fauna of Kutch, Brach., *Pal. Ind.*, p. 51, pl. X, fig. 6-10, et pl. XV, fig. 40.

J'ai récolté de nombreux échantillons d'une grosse Rhynchonelle, à plissement dissymétrique et qui présente tous les caractères de l'espèce de Kitchin. Il me paraît toutefois difficile de distinguer des individus isolés de *Rh. inconstans* Sow., car la plupart des caractères différentiels donnés par Kitchin sont des caractères statistiques.

Upper Putchum Beds de Kutch.

Localités. Tsiabohetsy, Hopy, Ankidabe W et E, Majeromanga.

Rhynchonella cf. *Pulcherrima* KITCHIN

(Pl. VII, fig. 41).

1897. *Rhynchonella Pulcherrima* KITCHIN. Loc. cit. Inaug. diss.

1900. *Rhynchonella Pulcherrima* KITCHIN. Jur. Fauna of Kutch, Brach., *Pal. Ind.*, p. 52, pl. XI, fig. 4-9.

Par le nombre de leurs côtes (15 à 17) et leurs stries d'accroissement lamelleuses correspondant à de véritables imbrications, plusieurs échantillons se rapportent indiscutablement à *Rh. Pulcherrima*, toutefois le nombre de ces imbrications ne dépasse pas 5 à 6 par valve au lieu de 10 ou 16 comme l'indique Kitchin.

Jumara; Upper Putchum Beds.

Localités. Ankidabe W.

Rhynchonella rugosa KITCHIN

(Pl. VII, fig. 12).

1897 *Rhynchonella rugosa* KITCHIN. *Loc. cit.* Inaug. diss.1900. *Rhynchonella rugosa* KITCHIN. Jur. Fauna of Kutch. Brach., *Pal. Ind.*, p. 54, pl. XI, fig. 10-15.

J'ai récolté deux échantillons qui se rapportent certainement à cette espèce; en particulier le double pli de la région médiane antérieure est conforme au type normal; les stries d'accroissement sont seulement un peu moins accentuées que dans les formes de l'Inde.

Jumara, Upper Putchum Beds.

Localités. Ankidabe W, Tsiabohetsy.*Terebratula acutiplicata* KITCHIN1897 *Terebratula acutiplicata* KITCHIN. Zur Kenntn. der jur. Brach. von Kutch. Inaug. Diss. München.1900. » » KITCHIN. Jurass. Brach. of Kutch, *Pal. Ind.*, p. 6, pl. I, fig. 1-7.

Je rapporte à cette espèce de nombreux échantillons de formes assez variées, mais toujours caractérisés par les plis aigus des valves. Ils se distinguent de *T. submaxillata* DAV. par leur forme moins régulièrement pentagonale, leur longueur plus grande que leur largeur et la présence, sur quelques individus seulement il est vrai, de stries rayonnantes vers le crochet signalées par KITCHIN.

Upper Putchum Beds de l'Inde.

Localités. Abondante à Ankirihitra. Ankidabe W et E.*Terebratula aurata* KITCHIN

(Pl. VII, fig. 19).

1897. *Terebratula aurata* KITCHIN. Zur Kenntn. der jur. Brach. von Kutch. Inaug. Diss. München.1900. » » KITCHIN. Jur. Fauna of Kutch, Brach., *Pal. Ind.*, p. 49, pl. IV, fig. 1-6.

De nombreux échantillons du Callovien de la région de Sitampiky doivent être rapportés à cette espèce, toutefois la forme varie beaucoup d'un individu à l'autre et il est souvent difficile de distinguer cette espèce de *T. propinqua* KITCH. ; toutes deux semblent n'être d'ailleurs que des variétés de *T. bradfordensis* WALK.

Terebratula propinqua se rencontre dans les Putchum Beds de Cutch, alors que *Terebratula aurata* n'apparaît que dans la Golden Oolite.

Localités. Marosampana, Mahabe, Tsiabohetsy, Ankidabe W et E, Ankirihitra.*Terebratula Joraensis* KITCHIN

(Pl. VII, fig. 14-15).

1897. *Terebratula Joraensis* KITCHIN. Zur Kenntn. der jur. Brach. von Kutch, Inaug. Diss. München.1900. » » KITCHIN. Jurassic Fauna of Kutch, Brach., *Pal. Ind.*, p. 37, pl. VIII, fig. 1-4.

J'ai récolté plusieurs échantillons de cette espèce caractérisée par leur crochet peu accentué, leur foramen circulaire et moyen, l'avancée antérieure avec rétrécissement de la

valve ventrale et la présence d'un double pli dans cette région; la forme générale, aussi longue que large, est à peu près pentagonale. Toutefois, le crochet s'avance moins loin sur la valve dorsale que dans le type et le foramen est légèrement plus grand.

Dhosa Oolithe de Cutch.

Localités. Ankidabe W et Ankirihitra.

Terebratulina inflata KITCHIN

1897. *Terebratulina inflata* KITCHIN. Zur Kenntn. der jur. Brach. von Kutch. Inaug. Diss. München.

1900. » » KITCHIN. Jurassic Fauna of Kutch., Brach., *Pal. Ind.*, p. 46, pl. IX, fig. 15-16.

Les divers individus se rapportant à cette espèce que j'ai recueillis présentent exactement les caractères signalés par Kitchin, seule l'inflexion du bord postérieur est parfois un peu plus marquée.

Upper Charee de Cutch (Jooria).

Localités. Ankidabe W et E.

Flabellothyris dichotoma KITCHIN

(Pl. VII, fig. 17).

1897. *Flabellothyris dichotoma* KITCHIN. Zur Kenntn. der jur. Brach. von Kutch. Inaug. Diss. München.

1900. » » KITCHIN. Jurassic Fauna of Kutch, Brach., p. 41, pl. XI, fig. 8-13.

Cette espèce est abondante dans le Callovien du Bassin de Sitampiky; elle a été déjà recueillie en plusieurs points par différents explorateurs. Elle est bien caractérisée par la présence de côtes dichotomes, par le nombre des côtes et par la présence de stries d'accroissement bien marquées.

Upper Putchum Beds (NW Jumara, Cutch).

Localités. Marosampana, Andranomava, Ankidabe E et W.

Lamellibranches.

Heligmus Rollandi H. DOUVILLÉ

(Pl. VII, fig. 26).

1907. *Heligmus Rollandi* HENRI DOUVILLÉ. Études sur les Vulsellidés, *Ann. de Pal.*, t. II, fasc. 3, p. 9, pl. I, fig. 1, 2 et 3.

Les échantillons que j'ai récoltés à Ankidabe et Ankirihitra sont identiques à ceux décrits par M. H. Douvillé des couches à *Macrocephalites tumidus* de la Meuse.

Pholadomya lyrata Sow.

(Pl. VII, fig. 21).

1815. *Cardita lyrata* SOWERBY. Min. Conch., p. 197 (fig. 3).

Pholadomya « lyrata ». *Ibid.*, p. 220.

Je n'ai trouvé que deux fragments de cette espèce à Ankirihitra; je crois qu'il y a lieu de la distinguer de *Pholadomya Murchisoni* Sow., dont elle est voisine, par la

présence de deux côtes seulement saillantes et rapprochées dans la région postérieure. Cornbrash du Yorkshire.

Localités. Ankirihitra.

Ceromya plicata AGASSIZ

1842. *Ceromya plicata* AGASSIZ. Etudes critiques sur les Moll. foss., p. 32, pl. 8 d.

1854. » » Morris et Lycett. Monograph of Moll. from Great Ool., p. 107, pl. X, fig. 1-2.

Bien que je n'aie récolté qu'un échantillon fragmentaire, je crois pouvoir le rapporter à cette espèce car l'ornementation est conforme à la description qu'en donnent Morris et Lycett, toutefois cette forme me paraît également très voisine de *Ceromya Wimmisensis* GILLIÉRON.

Localités. Ankirihitra.

Céphalopodes.

Phylloceras Kudernatschi HAUER

(Pl. VII, fig. 27).

1852. *Ammonites heterophyllus* Sow. var. *Kudernatschi*. Die Ammoniten von Swinitza, p. 6, pl. I, fig. 6-9.

1854. » *Kudernatschi* HAUER. Beitr. zur Kenntn. der Oster-Alpen, p. 962.

1905. *Phylloceras Kudernatschi* POPOVICI-HATZEG. Les Céph. du Jur. moyen du Mont Strunga (Roumanie), *M. S. G. F.*, n° 35, 1905, p. 10, pl. I, fig. 1-4.

Je n'ai recueilli qu'un échantillon de cette espèce près d'Ankirihitra, mais ses caractères sont identiques à ceux donnés par Popovici-Hatzeg : les tours de spire sont peu renflés, l'ombilic est étroit, les côtes alternativement fines et plus accentuées sont groupées par faisceaux.

Bathonien supérieur et Callovien inférieur de l'Europe centrale (Mont Strunga).

Localités. Ankirihitra.

Phylloceras disputabile ZITTEL

(Pl. VII, fig. 28).

1869. *Phylloceras disputabile* ZITTEL. Bemerkung über einige Phylloceras Arten, *Jahrb. d. K. K. Geol. Reichant. in Wien*, vol. XIX, p. 63.

1874. *Phylloceras disputabile* WAAGEN. Jurassic Ceph. of Kutch, *Pal. Ind.*, p. 31, pl. VI, fig. 1a, 1b, 2a, b et c, 3.

J'ai récolté plusieurs échantillons qui doivent être rapportés à cette espèce, tant par leur ornementation fine et peu visible que par la disposition et le nombre des constrictiones. SPATH (181, p. 6) avait déjà cité cette espèce de la région d'Ankidabe, mais il considère les formes figurées par Waagen comme différentes du type, tandis que les échantillons que j'ai récoltés sont plus voisins de la variété de Waagen que du type.

Localités. Calcaires marneux et oolithe ferrugineuse callovienne à l'Ouest d'Ankidabe.

Phylloceras lodaiense WAAGEN

(Pl. VII, fig. 23).

1874. *Phylloceras lodaiense* WAAGEN. Jur. Ceph. of Kutch, *Pal. Ind.*, p. 32, pl. V, fig. 5 et pl. VI, fig. 4.

Je possède peu d'exemplaires de cette espèce, cependant leur détermination ne me paraît pas douteuse. Les côtes nombreuses et très fines sont plus visibles que chez *P. disputabile*, par contre les constrictiones sont beaucoup moins accusées.

Localités. Calcaires marneux au Sud d'Ankirihiitra.

Genre Hecticoceras

J'ai recueilli dans les marnes du Callovien supérieur de la région d'Ankidabe un grand nombre d'*Hecticoceras* pyriteux de petite taille qui diffèrent presque tous entre eux par quelques détails d'ornementation. Cette grande variété de formes m'a conduit à admettre qu'on se trouve en présence d'une espèce très polymorphe et non de plusieurs espèces; cependant certains termes extrêmes peuvent se rapporter à quelques espèces connues: les formes les plus ornées, à côtes peu flexueuses sont semblables à *H. suborientalis* SPATH (Pl. VII, fig. 23); d'autres individus, à côtes plus infléchies vers l'avant, près de l'ombilic, puis rejetées vers l'arrière dans la région siphonale peuvent être attribuées à *H. (Lunuloceras) suevum* BONARELLI (Pl. VII, fig. 26); certains échantillons peu ornés et à ombilic réduit sont voisins de *H. pseudopunctatum* LAHUSEN; enfin les individus les moins ornés sont parfois identiques à *H. (Lunuloceras) lunula* REIN.

Localités. Marnes grises affleurant sous des grès crétacés dans un ravin, au NW d'Ankidabe, Tsiabohetsy, etc.

Macrocephalites cf. *macrocephalus* SCHLOTHEIM

(fig. 13)

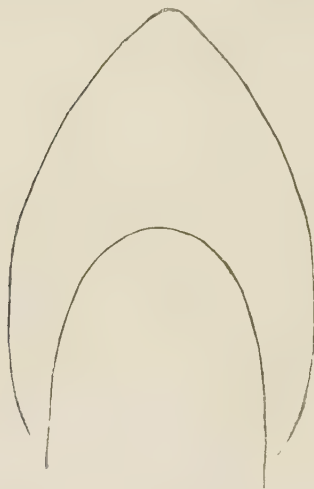
4813. *Ammonites macrocephalus* SCHLOTHEIM. Min. Taschenb., 7, p. 70.

Fig. 13. — Section d'un type dimorphe de *Macrocephalites* cf. *macrocephalus*.

Je crois intéressant de signaler ici un échantillon fragmentaire de *Macrocephalites* présentant un dimorphisme comparable à celui décrit par M. P. LEMOINE sous le nom de *M. Colcanapi* (144), mais différent de cette espèce. Les tours internes sont arrondis avec des côtes bien marquées dans la région ombilicale et bifurquées ou trifurquées, avec intercalation de côtes intermédiaires, dans la partie externe du tour. L'ombilic, bien que réduit, laisse voir les tours internes. Ces caractères sont ceux de *M. macrocephalus* typique. Par contre les tours externes ont une section ogivale très aiguë, bien différente de la section des tours précédents (fig. 13). Cette disposition, et d'autres cas de dimorphisme analogues et plus ou moins accusés, m'ont conduit à admettre une grande variabilité de formes chez *M. macrocephalus* et il sera peut-être possible un jour de réunir à cette espèce un certain nombre d'autres formes de *Macrocephalites* qui sont considérées actuellement comme des espèces indépendantes.

Localités. Ouest d'Ankidabe.

Cardioceras sp.

(Pl. VII, fig. 30 et 30a).

Je n'ai malheureusement recueilli qu'un fragment d'Ammonite appartenant à ce genre. Il ne m'a pas été possible de préciser sa détermination spécifique bien que son aspect rappelle un peu *Cardioceras cordatum*. Sa région siphonale plus pincée et ses côtes irrégulières et toujours simples distinguent nettement la forme malgache de cette dernière espèce. D'autre part, la suture diffère sensiblement de celle de *Cardioceras cordatum*; elle est plus simple et la première selle latérale est presque égale à la selle externe comme chez le genre *Chamoussetia* R. DOUVILLÉ. Il est possible par suite qu'on soit en présence, non seulement d'une espèce nouvelle, mais d'un genre nouveau qui présenterait, quoi qu'il en soit, de grandes affinités avec les *Cardioceras*.

Localités. Rive sud de la Kapiloza au Nord de Namoroka.

Nautilus cf. *giganteus* D'ORB.

(Pl. VII, fig. 22).

1825. *Nautilus giganteus* D'ORBIGNY. *Ann. des Sc. Nat.*, t. V, pl. VI, fig. 3.

1842. *Nautilus giganteus* D'ORBIGNY. *Céph. jur.*, Pal. Fr., p. 163, pl. XXXVI, fig. 1-3.

Malgré la petite taille des échantillons que je possède, il existe certainement des affinités étroites entre eux et cette espèce; la région externe bicarénée et par suite un peu excavée et la forme de la section sont semblables. Cependant, ici, le bord de l'ombilic forme un angle droit avec les flancs des tours et les stries d'accroissement sur la surface du test sont bien marquées.

Oxfordien de France (Charente-Inférieure, Yonne, Meuse, etc.).

Localités. Ankidabe (récolte de M. Decary).

CHAPITRE VI

LE JURASSIQUE SUPÉRIEUR (OXFORDIEN-PORTLANDIEN)

HISTORIQUE

L'existence de formations jurassiques post-calloviennes n'a encore jamais été signalée dans le Bassin de Sitampiky. Tout au plus pourrait-on songer à rapporter à l'Oxfordien les marnes à *Perisphinctes* cf. *Pralatrei* FABRE, décrites par COLCANAP (59) du Nord de la Majeromanga (ou Madiromanga), cette Ammonite étant une forme oxfordienne de la côte orientale d'Afrique (Mombasa); mais, ainsi que je l'ai indiqué dans le chapitre précédent (p. 116), je pense que ces marnes sont simplement l'horizon supérieur du Callovien.

Au Sud de l'Aire anticlinale du Cap Saint-André et au Nord du Manambolo, c'est M. DOUVILLÉ (81) qui le premier montra l'existence de l'Oolithique supérieur en étudiant des fossiles recueillis à l'Ouest du Bemaraha par Baron et Mouneyres, au cours de leur mission en 1902. Depuis lors, nos connaissances sur le Jurassique supérieur de cette région n'ont été précisées qu'en 1924 par MM. LÉON BERTRAND et L. JOLEAUD (31), qui rapportèrent au Tithonique des marnes grises et des calcaires marneux dont la faune rappelle celle des Spiti Shales de l'Himalaya. En 1927, je fus conduit, en exposant les résultats de ma mission effectuée l'année précédente, à rattacher au Jurassique une partie seulement des formations qui lui avaient été attribuées par MM. L. Bertrand et Joleaud (12, 13).

RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE. PRINCIPAUX FACIÈS. FAUNE

I. — BASSIN DE SITAMPIKY

Oxfordien.

Ainsi que je l'ai montré dans le chapitre précédent, les marnes à *Hecticoceras* qui constituent la partie supérieure du Callovien sont presque toujours surmontées par des calcaires marneux, crayeux, blancs, passant parfois à des marnes blanches et qui ont été généralement rapportées au Crétacé inférieur. Dans une région seulement, la succession est un peu différente.

J'ai examiné tout dernièrement au Laboratoire de M. M. Boule, au Museum, avec M. Collignon, une faune qui a été recueillie par M. Waterlot aux abords immédiats du village d'Ankirihitra (autant que l'étiquette peu déchiffrable qui accompagne l'envoi permette de s'en rendre compte). C'est une faune constituée en majeure partie par de petites Ammonites pyriteuses, dont M. Collignon doit entreprendre l'étude; cependant un premier examen rapide nous a permis d'y reconnaître, outre de nombreux *Perisphinctes* et quelques *Hecticoceras*, un exemplaire indiscutable de *Peltoceras athleta* PHILL. Il est probable que ces fossiles proviennent de marnes grises que j'ai observées, mais sans y trouver d'organismes, dans un talus raccordant le tertre sur lequel est construit le village avec le fond plat de la vallée de l'Iabohazo.

Cet affleurement, qui correspond évidemment à la base de l'Oxfordien, est situé au Nord et à faible distance des calcaires calloviens qui ont été décrits précédemment (p. 116). La rivière l'Iabohazo correspond vraisemblablement à la limite approximative des deux étages, mais les abords de ce cours d'eau sont marécageux ou couverts d'alluvions et il n'est pas

possible de préciser davantage la position du contact. Latéralement, vers l'Ouest, il m'a paru que les marnes grises d'Ankirihiha passaient aux marnes blanches et aux calcaires marneux qui surmontent directement le Callovien dans la partie occidentale du Bassin; mais, n'ayant pas recueilli de fossiles dans les marnes d'Ankirihiha, mon attention n'a pas été attirée particulièrement sur ce point.

Les observations qui précèdent, jointes au fait qu'aussi bien à Namoroka qu'à Tsiabohetsy et qu'à Ankidabe, le passage du Callovien supérieur aux marnes blanches ne paraît pas présenter de discontinuité stratigraphique et se fait même parfois insensiblement, me semblent indiquer pour les marnes et calcaires marneux blancs un âge jurassique supérieur et non crétacé comme différents auteurs l'avaient admis jusqu'à ce jour. Les marnes à *Peltoceras athleta* d'Ankirihiha ne seraient que des formations synchroniques correspondant à un faciès latéral différent.

Calcaires crayeux et marnes à Bélemnites

Depuis le Manombo jusqu'à la Betsiboka et sauf les exceptions qui viennent d'être indiquées, les marnes grises ou les calcaires marneux jaunâtres du Callovien sont directement surmontés par des calcaires crayeux blancs, passant parfois à des marnes blanches; ce niveau affleure en une large bande caractérisée, ainsi que je l'ai déjà indiqué (p. 37), par un modelé très comparable à celui des régions crayeuses de France quoique plus dénudé. Vers le Nord, ces calcaires marneux s'ennoient avec un pendage très faible sous une épaisse formation gréseuse du Crétacé inférieur. Presque toujours ce contact est marqué par une falaise qui limite vers le Sud les plateaux de grès crétacés; cependant, par suite de la faible valeur du pendage, c'est encore la craie qui affleure dans les fonds des vallées entamant ces plateaux, jusqu'à une grande distance au Nord du contact.

Du Manombo à l'Andranomavo.

Entre le Manombo et la Namahota, les calcaires crayeux forment une zone basse, marécageuse et les limites précises de leur affleurement sont difficiles à déterminer. A l'Est de la Namahota, les grès crétacés constituent déjà des plateaux bordés vers le Sud par une falaise dont la partie inférieure est formée par ces mêmes calcaires. En suivant la piste de Bekodoka à Soalala, on observe la coupe indiquée précédemment (p. 112), comportant au-dessus du Callovien un horizon (niv. 4) formant transition entre les marnes et calcaires bruns et jaunâtres à *Hecticoceras* et les marnes blanches; ce niveau, constitué par des alternances de calcaires jaunâtres et de calcaires marneux blancs, contient encore *Belemnites* cf. *tanganensis* Furr et est peut-être oxfordien. L'existence de ces formations de transition est encore en faveur de l'âge jurassique du niveau crayeux. Celui-ci ne contient dans cette région que des fragments de rostrés de Bélemnites difficilement déterminables qui se rapportent aux groupes de *Belemnites pistilliformis* DE BLAINV. et de *B. subfusiformis* RASP. Dans cette même région, Giraud avait signalé *Belemnites semicanaliculatus* BLAINV., mais cette détermination me semble très discutable, car elle entraînerait un âge aptien pour ces formations qui sont certainement plus anciennes.

Au Nord de la falaise limite des grès tendres infra-crétacés, les marno-calcaires blancs reparaissent souvent dans les fonds de vallées, notamment autour de Bekotrobaka.

D'après Giraud, qui a suivi la piste de Soalala à Andranomavo, la même disposition s'observe sur la plus grande partie du trajet. Le poste d'Andranomavo est situé dans une plaine constituée par l'affleurement des mêmes calcaires marneux; vers l'Est, les collines sont surmontées par les grès crétacés, mais les fonds de vallées sont toujours creusés dans les marno-calcaires à Bélemnites.

De l'Andranomavo à la Mahavavy.

A Tsiabohetsy, et entre ce village et la Hopy, ainsi que je l'ai indiqué dans le chapitre précédent, la délimitation précise des marnes calloviennes et des calcaires crayeux superposés est difficile, les faciès des deux formations étant très comparables. Là encore, je n'ai recueilli que des Bélemnites, identiques à celles de la Kapiloza, dans les niveaux de base de la série marno-calcaire. La largeur de l'affleurement de cette série est relativement faible dans cette région; le rebord sud des plateaux crétacés constitue une falaise au tracé très capricieux qui se dresse à 1 ou 2 km. au Nord des niveaux calloviens. Les calcaires marneux reparaissent encore, parfois, au fond des vallées entaillées dans les plateaux gréseux, et fréquemment, un niveau glauconieux existe dans le contact des grès et des marnes.

Au Sud du Mont Besieky, les marnes et calcaires crayeux sont surmontés par des marnes grises, en partie glauconieuses, à *Duvàlia dilatata* qui affleurent largement dans la plaine de Soromaray et qui paraissent être la prolongation du niveau glauconieux signalé plus à l'Ouest (vallée de la Hopy). A l'Est du Mont Besieky, la falaise crétacée, qui avait été interrompue momentanément, réapparaît limitant au Nord les marno-calcaires. Aux abords du village d'Ambodimanga (NW d'Ambohitralika), cette formation présente toujours le même faciès comportant des alternances de bancs de calcaires marneux blancs et de marnes blanches; mais la zone d'affleurement s'élargit et plusieurs intrusions doléritiques s'y rencontrent. Au Nord de l'Ambohitralika j'ai recueilli, outre de nombreuses Bélemnites du groupe de *B. pistilliformis* : *Serpula* sp., *Ostrea* cf. *imbricata* KRAUSS et plusieurs fragments d'Ammonites que je rapporte à *Perisphinctes* cf. *Lorioli* ZITT. et *Hoplites* cf. *Andrezi* KILIAN, autant que leur mauvais état de conservation permet de s'en rendre compte. Ces deux espèces d'Ammonites sont caractéristiques du Tithonique d'Andalousie et me font admettre que l'horizon qui les renferme appartient à cet étage.

Plus loin encore, vers l'Est, les plateaux crétacés s'avancent beaucoup vers le Sud et l'affleurement marno-calcaire se rétrécit à nouveau. Entre Ankidabe et Ambararata, cette formation s'appuie directement sur les marnes à *Hecticoceras* du Callovien supérieur; cependant un peu plus au Sud, en particulier aux abords d'Ankidabe, ce dernier étage est recouvert directement, ainsi qu'on l'a vu précédemment, par des grès tendres rougeâtres et des marnes panachées; parfois un niveau de calcaires gréseux glauconieux s'intercale entre les marnes calloviennes et la couverture crétacée : c'est probablement l'équivalent de l'horizon supérieur des marno-calcaires qui présente souvent la même constitution lithologique, mais les débris de Bélemnites et les Polypiers mal conservés qui s'y rencontrent ne permettent pas de l'affirmer (p. 114).

Entre Ambararata et Sarodrano, plusieurs intercalations de marnes bleuâtres, parfois gréseuses, s'observent à la partie supérieure des marnes blanches et, très généralement, un niveau de calcaire gréseux glauconieux couronne l'ensemble. Dans toute cette région, la surface de contact des grès et des marnes qui leur sont subordonnées est extrêmement irrégulière, bosselée, malgré son pendage moyen vers le Nord. Il est encore manifeste ici que les formations arénacées de la base du Crétacé sont transgressives sur les couches antérieures qui ont été vraisemblablement exondées pendant un laps de temps assez long pour permettre à l'érosion de les entamer. Le niveau glauconieux semble devoir être rattaché aux grès plutôt qu'aux marno-calcaires : la présence de Polypiers dans ce niveau indique d'autre part une faible profondeur des eaux lors de son dépôt.

Une importante fenêtre marneuse apparaît dans le plateau crétacé au NW de Sarodrano et à l'Est de Bekotrobaka. Le long de son bord occidental le contact grès-marnes est très redressé et paraît correspondre à un accident important. Dans cette région, la transgression infra-crétacée est bien marquée par la présence d'un niveau de base de calcaires gréseux, renfermant de nombreuses Bélemnites fragmentées et corrodées ainsi que des débris abondants d'os de Reptiles, malheureusement réduits en petits fragments; néanmoins, M. Piveteau a pu rapporter certains ossements ainsi que plusieurs dents à un Crocodilien.

De la Mahavavy à la Betsiboka.

Sur la rive droite de la Mahavavy, la série marno-calcaire se développe encore très largement entre les calcaires calloviens qui affleurent dans la vallée de la Majeromanga, au Sud, et la falaise crétacée aux contours très sinueux, au Nord. Dans la vallée de la Mahavavy, c'est seulement aux abords immédiats de Sitampiky que les marnes grises du sommet de la série disparaissent définitivement sous les grès avec un pendage moyen de 3° vers le Nord. La vallée de l'Ambararata (premier affluent de droite en amont de Sitampiky) est creusée en majeure partie dans les marnes et les calcaires crayeux à *Bélemnites* qui sont surmontés par les rebords subverticaux du plateau gréseux crétacé. Ici la série marno-gréseuse présente plus de 100 m. d'épaisseur et l'on y observe la succession suivante (fig. 14) :

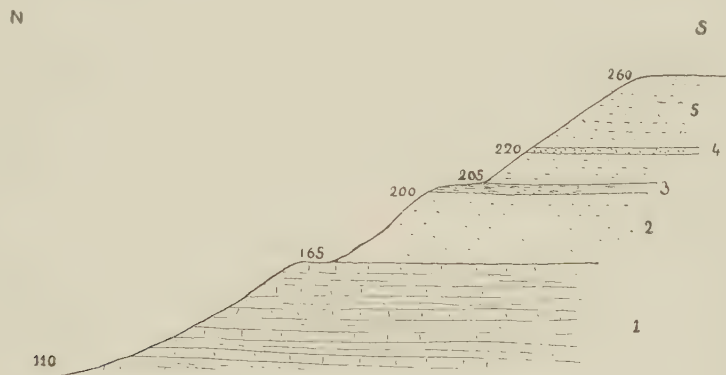


Fig. 14. — Coupe du flanc sud de la vallée l'Ambararata (piste de Sitampiky à Kandrehu).

1. Marnes blanches et calcaires marneux. — 2. Grès marneux à *Ostrea imbricata* et *Belemnites astartinus*.
3. Marno-grès à grosses *Serpules turbinées*. — 4. Grès ferrugineux. — 5. Grès fins jaunâtres.

4. Grès tendres parfois ferrugineux.
3. Marno-grès avec niveau à grosses *Serpules turbinées* (*Serpula* aff. *convoluta* GOLDF.) (5 m.).
2. Calcaires gréseux à *Ostrea* cf. *imbricata* KRAUSS, *Belemnites astartinus* ETALLON, *Belemnites* sp. et nombreuses *Serpules* spirales voisines de *Serpula concava* SOW. (35 m.).
1. Alternance de bancs calcaires et de bancs marneux blancs (plus de 70 m.).

Le passage des marno-calcaires aux grès se fait donc ici par une zone de transition marneuse et sableuse, sans qu'il soit possible de préciser la limite de base de la série transgressive; cependant les fossiles des niveaux 2 et 3 sont en partie remaniés et couverts d'orbicules calcédonieux. La présence dans le niveau 2 de grosses *Bélemnites* légèrement aplaties, identiques à *Belemnites astartinus* du Tithonique d'Europe, permet encore de considérer cet horizon comme le sommet du Jurassique.

Les affleurements marno-calcaires se poursuivent vers l'Est avec les mêmes caractères, constituant une zone déprimée que suit la piste de Majeromanga à Ankirihitra. Elle est limitée au Sud par les calcaires marneux et les marnes du Callovien et au Nord par la falaise de grès crétacés, qui présente de nombreuses indentations; en particulier, les marnes blanches s'avancent très loin vers le Nord, sous les grès, dans la vallée de l'Ankararano et là, presque à la base de ces grès, s'observe une intercalation de calcaires à oolithes ferrugineuses qui renferme une riche faune néocomienne.

Au Nord d'Ankirihitra, le faciès de la série marno-calcaire change assez nettement; immédiatement au-dessous des grès crétacés, dans la falaise qui domine la vallée de l'Iabohazo, affleurent des marnes versicolores, surmontant elles-mêmes des marnes grises.

De plus, ainsi que je l'ai signalé précédemment, c'est dans le contact sud de ces formations, aux abords d'Ankirihiha, qu'apparaissent les premiers niveaux nettement oxfordiens à *Peltoceras athleta*. Au delà d'Ankirihiha, la falaise crétacée prend une direction S-N et l'affleurement des calcaires marneux et des marnes du Jurassique supérieur s'étale largement aux abords de la Betsiboka. Il est vraisemblable que ce sont les marnes du Jurassique supérieur qui affleurent dans le lit de la Betsiboka jusqu'à Madirovalo; toutefois, les marnes grises à gypse qui affleurent à Beseva et qui semblent avoir fourni *Belemnites pistilliformis*, décrite par NEWTON (162) et découverte par Baron, paraissent devoir être rattachées au Néocomien.

*
* *

Il est difficile d'assigner un âge précis au complexe marno-calcaire qui vient d'être décrit depuis le Manombo jusqu'à la Betsiboka. L'apparente continuité avec les marnes du Callovien supérieur peut faire penser que la base est oxfordienne, cependant la plupart des espèces fossiles qui ont été citées, principalement il est vrai de la zone supérieure, ont des affinités tithoniques et même parfois infra-crétacées. Dans ces conditions, je pense que c'est au Tithonique qu'il y a lieu de rapporter la majeure partie de ce complexe.

II. AIRE D'ENNOYAGE DE MAINTIRANO

Coupe entre Tsiandro et Antsalova.

Au Sud du Cap Saint-André, c'est seulement entre le Nord de Soarano (Haute-Soahanina) et Ambohimena (20 km. environ au SSE d'Antsalova) que l'Oolithique supérieur affleure le long du bord occidental du Bemaraha. En suivant la piste de Tsiandro à Antsalova, on observe la succession suivante (fig. 15) :

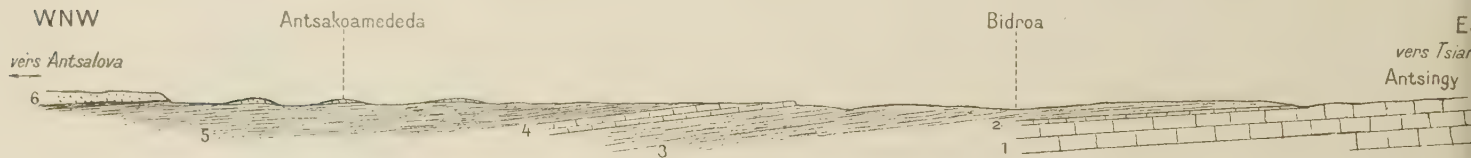


Fig. 15. — Coupe de la plaine comprise entre l'Antsingy et Antsalova suivant la piste de Tsiandro à Antsalova (échelle 1/50 000).

1. Calcaires bathoniens du Bemaraha. — 2. Calcaires grumeleux calloviens. — 3. Marnes blanches et grises sans fossiles. — 4. Calcaires glauconieux kimeridiens. — 5. Marnes à *Duvalia*. — 6. Grès mésocrétacés.

4. Marnes grises à *Duvalia polygonalis* BLAINV. (Néocomien).

3. Calcaires glauconieux et marneux, rubéfiés en surface, à :

Terebratula sp., *Nautilus* sp., *Belemnites (Hastites) claviger* WAAG., *Hecticoceras Kobelli* OPPEL, *Lissoceras* cf. *deplanatum* WAAG., *Lissoceras* sp., *Perisphinctes (Aulacosphinctes) naticoides* UHLIG, *Perisphinctes (Virgatosphinctes) denseplicatus* WAAG., *Perisphinctes (Virgatosphinctes) subfrequens* UHLIG, *Aptychus* sp.

2. Marnes, grises au sommet, passant vers la base à des calcaires crayeux blancs sans fossiles (50 m.).

1. Calcaires grumeleux jaunâtres à *Pholadomya Murchisoni* Sow. (Callovien), en bordure de l'Antsingy.

Ainsi que je l'ai montré précédemment (p. 118), les marnes grises inférieures et les marnes blanches (niv. 2) correspondent vraisemblablement au Callovien supérieur, à

l'Oxfordien et peut être même au Lusitanien, si toutefois ce dernier étage n'est pas marqué ici par une lacune stratigraphique. Personnellement je n'ai rencontré aucun fossile dans ces niveaux, mais ils se trouvent datés par l'âge des formations qui les encadrent.

La faune du niveau 3 est nettement kimeridgienne ou tout au plus portlandienne, étant données ses analogies avec les faunes des Katrol Sandstones et des Oomia Sandstones de Cutch (Kimeridgien et Tithonique) et des Spiti Shales moyens (Tithonique). D'ailleurs, au Sud de la piste d'Antsalova à Tsiandro, aux abords de l'ancien village de Berano, localité d'où proviennent la plupart des fossiles cités ci-dessus, le niveau 3 comporte très nettement 2 zones : *a*) une zone supérieure caractérisée par l'abondance des *Perisphinctes*, qui sont presque tous des formes des Spiti Shales moyens ou de l'Oomia group; *b*) une zone inférieure caractérisée par la prédominance des *Lissoceras* et d'*Hecticoceras Kobelli*, espèces des Katrol Sandstones. Je ne pense pas toutefois qu'il y ait lieu de placer une limite d'étage au milieu de cette formation de calcaires glauconieux, qui constitue un ensemble très homogène, et je crois qu'il faut rapporter le niveau 3 en entier au Kimeridgien.

Les marnes à *Duvalia polygonalis* qui surmontent les calcaires glauconieux sont certainement néocomiennes, étant bien datées par les *Duvalia* qui y sont abondantes.

MM. LÉON BERTRAND et L. JOLEAUD ont donné de cette même région en 1924 (31) une coupe sensiblement différente :

13. Marnes grises, avec calcaires marneux blanchâtres, très fossilifères à Anjiabe, Betanatana : *Duvalia ensifer* OPPEL, *Duvalia tithonica* OPPEL, *Belemnopsis* cf. *semisulcatus* MUNSTER, *Phylloceras zignodianum* D'ORB., *Lissoceras elimatum* OPPEL, *Perisphinctes* (*Virgatosphinctes*) *denseplicatus* Waagen, *P. (V.) frequens* OPPEL, *P. (Aulacosphinctes) pseudocolubrinus* KILIAN.
12. Grès et sables rouges (30 m.).
11. Marnes sans intercalations calcaires à *Belemnites* et *Perisphinctes* (175 m.).
10. Calcaires oolithiques à Polypiers.

Le niveau gréseux 12 a certainement été indiqué par erreur; quant au niveau 13, je pense que sa faune provient d'un point où les fossiles des niveaux 3 et 4 de ma coupe se sont trouvés mélangés, ce qui s'observe parfois, car les marnes à *Duvalia* sont transgressives sur les formations antérieures; il en est résulté une association d'espèces jurassiques et d'espèces infra-crétacées. Ce sont toutefois ces deux auteurs qui ont mis les premiers en évidence les affinités étroites de la faune de l'Oolithe supérieure de cette région avec celle des Spiti Shales de l'Himalaya¹.

Extension et variations.

Vers le Sud, la série stratigraphique de l'Oolithique supérieur disparaît rapidement; autant que les lambeaux de terrasses de la Beboka qui couvrent en partie cette région permettent de s'en rendre compte, il semble que cette disparition soit due à la prolongation vers le Nord de la faille qui borde l'Antsingy à hauteur d'Ambohimenana. Cependant, les marnes à *Duvalia* étant transgressives sur leur substratum jurassique jouent peut-être aussi un rôle important dans l'absence des niveaux kimeridgiens au Sud; à l'Est de Bekopaka, en effet, les marnes néocomiennes reposent directement sur les calcaires subécifaux du Bathonien. Baron et Mouneyres ont signalé au Nord de Bekopaka des grès (?) (calcaires glauconieux probablement) dont la faune étudiée par M. H. DOUVILLÉ (81) présente les espèces suivantes :

Lissoceras cf. *Staszycii* ZEUSCHN., *Oppelia* (*Hecticoceras*) *Kobelli* OPPEL (dans un calcaire jaunâtre piqueté de glauconie), *Belemnites claviger* OPPEL, *Apiocrinus* sp., *Aptychus* du groupe des *Lamellosi*.

1. M. LÉON BERTRAND avait d'ailleurs admis en premier lieu l'âge néocomien des marnes à *Duvalia* (24).

Cette faune, comparée par M. H. Douvillé avec celle des grès de Katrol, provient certainement des niveaux glauconieux kimeridgiens décrits plus hauts; mais la localité exacte n'étant pas indiquée, il est impossible d'en conclure l'existence d'affleurements kimeridgiens dans la région située aux abords nord du Manambolo, entre Bekopaka et Beraketa ou Masiaposa, région où je les considère comme absents.

Vers le Nord, en gagnant la vallée de la Soahanina puis en suivant cette vallée, on observe que les calcaires glauconieux constituent une série de petites collines alignées sensiblement S-N et présentant une teinte rougeâtre caractéristique par suite de l'altération de la glauconie en limonite. Ce ressaut sépare les marnes grises inférieures sans fossiles, situées à l'Est, des marnes à *Duvalia polygonalis* qui recouvrent le Jurassique supérieur vers l'Ouest. Le pendage de la série est approximativement Ouest et peut atteindre 4 et 5° en certains points (bord de la piste d'Antsalova à Tsiandro).

Le faciès des calcaires kimeridgiens change peu le long de leur affleurement, seule la teneur en glauconie varie sensiblement d'un point à l'autre; entre Betanatana et Soarano, on observe presque constamment un horizon de marnes fortement chargées de glauconie, présentant une teinte vert sombre remarquable et qui constitue la partie supérieure de la série. Par contre, l'abondance des fossiles est très variable d'un point à l'autre; plusieurs gisements très riches se rencontrent entre Belanalana et Soarano, tandis qu'à l'Est de Bevitiky (NE d'Antsalova) la faune est relativement pauvre. Près de Betanatana, j'ai recueilli en 1924 une faune très abondante comportant les mêmes espèces que celle décrite de la région de Berano.

Au Nord de Soarano, j'ai encore recueilli des *Aptychus* et *Belemnites claviger*, à 2 km. environ du village, mais au delà l'affleurement kimeridgien n'est plus visible; comme plus au Sud, les marnes à *Duvalia* transgressives s'avancent vers l'Est sur la série jurassique et, au col Soahanina-Demoka, viennent reposer directement sur les calcaires grumeleux à *Pholadomya Murchisoni* du Callovien.

Anticlinaux d'Anjiabe et d'Andrafiavelo.

En dehors de cette bande du Jurassique supérieur, qui s'intercale régulièrement dans la série stratigraphique de l'aire d'ennoyage de Maintirano, d'autres affleurements existent plus à l'Ouest et apparaissent au milieu des formations crétacées à la faveur d'anticlinaux.

1° Anticlinal d'Anjiabe (fig. 16).

Au Nord d'Anjiabe (Nord d'Antsalova) un brachyanticlinal double, affectant les formations de base du Crétacé, comporte deux plis formant un V; la branche Nord, la plus importante,

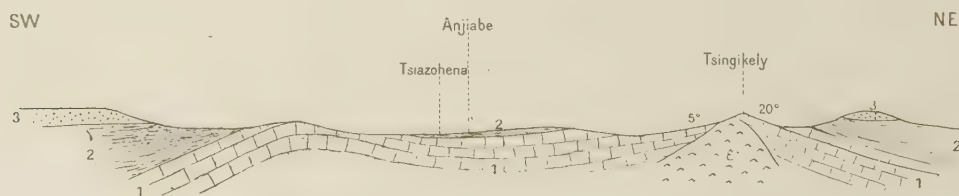


Fig. 16. — Coupe de l'anticlinal d'Anjiabe (échelle 1/25 000).

1. Calcaires glauconieux. — 2. Marnes à *Duvalia* (Néocomien). — 3. Grès mésocrétacés. — ε. Dolérite.
(Les zones finement ponctuées sont métamorphisées).

présente une orientation WNW-ESE; suivant son axe reparaissent, au milieu des marnes à *Duvalia*, des calcaires glauconieux et marneux partiellement durcis et métamorphisés par un pointement doléritique qui paraît avoir joué un rôle important dans la formation de

l'accident. Les couches les plus anciennes comportent, à la base, des calcaires glauconieux à *Aptychus* sp., *Belemnites claviger* et *Perisphinctes denseplicatus*, qui prouvent indiscutablement leur identité avec le Kimeridgien affleurant plus à l'Est. Au-dessus, et faisant transition avec les marnes à *Duvalia polygonalis*, s'observent des calcaires marneux, parfois encore piquetés de glauconie et renfermant seulement des fragments généralement déformés de *Perisphinctes* (*Virgatosphinctes*). Ce niveau, que je n'ai pas observé plus à l'Est, correspond vraisemblablement au Portlandien, ne renfermant plus qu'un genre caractéristique de cet étage dans les Spiti Shales et l'Oomia group.

C'est surtout dans le flanc sud du pli que ces formations sont bien visibles et fossilifères, n'étant affectées que très légèrement par le métamorphisme dû à l'intrusion doléritique voisine; elles s'ennoient avec un pendage régulier de 5 à 8° vers le SSW, sous les marnes néocomiennes.

2° Anticlinal d'Andrafiavelo et de Betaboara (Bas-Manambao) (fig. 17).

Un anticlinal dissymétrique, constitué par trois dômes alignés SSW-NNE de marnes à *Duvalia polygonalis* qui affleurent au milieu des grès du Crétacé inférieur, s'étend depuis la Mahagomba, au Sud, jusqu'au delà du Manambao, au Nord. Dans le dôme le plus méridional, au SE d'Andrafiavelo, j'ai observé des calcaires jaunâtres, piquetés de glauconie, identiques à ceux cités plus haut dans l'anticlinal d'Anjiabe, mais il ne m'a pas été possible d'y trouver d'autres fossiles que des fragments de petits *Pecten*; je pense cependant que ces couches doivent être rapportées au Portlandien.



Fig. 17. — Coupe de l'anticlinal d'Andrafiavelo (échelle 1/50 000).

1. Calcaires glauconieux et marneux. — 2 Marnes à *Duvalia* (Néocomien). 3. Grès mésocrétacés. — 4. Calcaires crayeux sénoniens. — Grès et sables grossiers à calcédoines roulées. — 6. Basaltes ou dolérites.

Ces niveaux n'affleurent pas dans le dôme intermédiaire. Quant au dôme septentrional, sa constitution est beaucoup moins nette que celle des accidents situés plus au Sud : des formations éruptives se superposent aux marnes, d'ailleurs non fossilifères, ou même s'y interstratifient; cependant il est vraisemblable que c'est dans cette région que Baron et Mouneyres ont recueilli des fossiles du Jurassique supérieur, parmi lesquels M. H. Douvillé (81) a cité :

Aptychus du groupe des *Lamellosi*, *Lytoceras rex* WAG. et un *Perisphinctes*.

Ces deux dernières espèces sont des formes des grès de Katrol et la présence d'un *Aptychus* du même type que ceux déjà signalés permet de conclure à la présence d'un affleurement kimeridgien près de Bemoka (ancien village situé au Sud d'Ankotrobaka, dans la basse vallée du Manambao). Avec ces fossiles M. H. Douvillé cite encore *Liogryphaea lamellosa* Brocc. et une Serpule, mais il est vraisemblable que ces derniers proviennent plutôt des marnes à *Duvalia* que du Kimeridgien. Il ne m'a pas été possible de retrouver ces affleurements dont la position est d'ailleurs mal précisée dans le journal de voyage de Baron et Mouneyres.

Au delà du Manambao vers le Nord, il n'a jamais été cité d'affleurement du Jurassique supérieur et mes recherches me permettent de penser qu'il n'en existe pas.

RÉSUMÉ STRATIGRAPHIQUE ET CONCLUSIONS

Des études détaillées qui précèdent, il résulte que l'Oxfordien est absent ou tout au moins n'est représenté que par des couches azoïques, aussi bien dans le Bassin de Sitampiky que dans l'aire d'ennoyage de Maintirano. Ce n'est qu'aux abords de la Betsiboka, près d'Ankirihitra, dans la partie NE du Bassin de Sitampiky, qu'il existe des marnes à *Peltoceras athleta*, donc indiscutablement oxfordiennes. La présence de *Peltoceras arduennense* dans les calcaires que j'ai attribués au Callovien au NE de Bekopaka, non loin de Manambolo, pourrait également faire penser que ce niveau est oxfordien, mais le reste de la faune montre, ainsi que je l'ai dit précédemment (p. 118) que cette hypothèse est peu vraisemblable.

La répartition du Kimeridgien met en évidence un fait assez curieux : alors que le Callovien bien développé et fossilifère n'existe guère que dans le Bassin de Sitampiky, inversement le Kimeridgien ne se présente, en formations bien datées par leur faune, qu'au Sud du Cap Saint-André. Il est constitué, dans cette dernière région, par des calcaires glauconieux à *Hecticoceras Kobelli*, *Lissoceras cf. deplanatum* et *Belemnites claviger* rappelant beaucoup les Katrol Sanstones de Cutch, mais s'enrichissant vers le sommet en *Perisphinctes* du groupe *Virgatosphinctes*, qui caractérisent l'Oomia Group de Cutch et les Spiti Shales moyens de l'Himalaya, c'est-à-dire le Tithonique. Je ne rapporte cependant à ce dernier étage que les calcaires marneux jaunâtres à *Virgatosphinctes* d'Anjiabe.

Dans le Bassin de Sitampiky, je n'ai pu observer aucun affleurement kimeridgien. Toutefois, une épaisse formation de calcaires crayeux et de marnes blanches à Bélemnites ayant des affinités crétacées et jurassiques, avec *Ostrea cf. imbricata* et Serpules semble être en continuité stratigraphique avec le Callovien supérieur qu'elle surmonte, tandis qu'elle est recouverte par des grès dont la base est infra-crétacée et même valanginienne. J'ai été conduit, par suite, à admettre que ces marno-calcaires représentent le Jurassique supérieur et peut-être également les termes de transition avec le Crétacé et la base du Valanginien. En l'absence des *Duvalia* qui sont si constantes dans toutes les couches marneuses néocomiennes de la région, il m'a paru peu probable que ce niveau soit l'équivalent des marnes à *Duvalia polygonalis* qui affleurent au Sud du Cap Saint-André et au Nord de la Betsiboka.

Le manque de certitude sur l'âge de certaines formations azoïques ou sans fossiles caractéristiques, entre le Callovien et le Kimeridgien, au Sud du Manambao, et au-dessus du Callovien, dans le Bassin de Sitampiky, permet difficilement d'apprécier les modifications apportées dans les conditions de la sédimentation et la configuration des lignes de rivages pendant l'Oolithique supérieur. Il est cependant vraisemblable qu'un exhaussement d'ensemble du seuil du Cap Saint-André pendant l'Oxfordien est la cause principale de l'absence de cet étage dans l'Ouest du Bassin de Sitampiky, ou tout au moins de l'apparition dans cette région d'un faciès à Huitres et à Serpules correspondant à une réduction de la profondeur de la mer. Cet état de choses s'est maintenu jusqu'à la fin du Jurassique. Au Valanginien une transgression importante s'est fait sentir aussi bien dans le Bassin de Sitampiky que dans l'Aire d'ennoyage de Maintirano, amenant le dépôt des formations néocomiennes marneuses ou gréseuses sur tout le Jurassique supérieur et en certains points jusque sur le Bathonien.

CORRÉLATIONS AVEC LES RÉGIONS VOISINES

1° Madagascar.

Côte Nord-Ouest.

La région située au Nord de la Betsiboka est mal connue jusqu'à présent; il semble cependant que l'Oxfordien et l'Oolithique supérieur, qui généralement sont absents ou représentés par des formations à peu près démunies de Céphalopodes au Sud du fleuve, prennent plus d'importance à mesure qu'on remonte vers le Nord. L'Oxfordien, plus particulièrement, dont l'existence n'est certaine que près d'Ankirihitra, affleure largement dans la Province d'Analalava; toutefois il paraît difficile de le distinguer d'une part du Callovien et d'autre part du Kimeridgien.

Près d'Ambaliha (région de la capture de la Mahajamba par le Kamoro) et d'Ampanmahala, M. M. BOULE (44, 46) et MUNIER-CHALMAS (158) ont signalé la présence d'une faune à *Lissoceras deplanatum* WAAG., *Perisphinctes* cf. *Beyrichi* FUTT. et *Aspidoceras* cf. *Rogonicense* ZEUSCHNER, qui comporte peut-être des formes de plusieurs niveaux mélangés, mais qui a surtout des affinités kimeridgiennes. Il est probable d'ailleurs que cette faune provient d'un point situé nettement à l'Ouest d'Ambaliha qui se trouve, d'après les cartes géologiques de Madagascar publiées jusqu'à ce jour, près de la limite des grès triasiques et des affleurements bajociens et bathoniens. Vers l'Ouest, ces formations du Jurassique supérieur sont recouvertes par des marnes dans lesquelles Baron a découvert à Ankaraobato (au pied de l'Ankarafansika) une *Duvalia* rapportée à *D. polygonalis* BLAINV. par NEWTON (162) et par conséquent d'âge néocomien.

Vers le Nord, l'Oxfordien et l'Oolithique moyen et supérieur, dont l'étage le mieux caractérisé est le Kimeridgien, constituent une puissante série marneuse qui fait suite, sans transition, au Callovien et qui vient buter par faille à l'Ouest contre des grès crétacés, d'après M. P. LEMOINE (140, p. 146). Les Céphalopodes de cet ensemble ont été décrits par M. P. LEMOINE (144) en même temps que ceux du Callovien de la même région. D'après cet auteur, la faune se rapporte à deux niveaux; l'un déjà signalé (p. 120) correspond au Callovien et à l'Oxfordien inférieur; l'autre, caractérisé par *Hecticoceras Kobelli*, *Aspidoceras* du groupe de *A. acanthicum* et *Perisphinctes* du groupe de *P. biplex*, comprend probablement le Lusitanien et le Kimeridgien. Le genre *Macrocephalites* semble presque atteindre le Lusitanien dans cette région, comme dans l'Inde. La faune de ce niveau supérieur rappelle d'ailleurs beaucoup celle de la Dhosa Oolite (Charee supérieur) et du Katrol Group de Cutch. Des Bélemnites à affinités jurassiques et crétacées ont aussi été indiquées de cette région par M^{lle} Morand : *Belemnites tangananensis*, *B. claviger*, *B. subfusiformis*, *B. pistilliformis* et *B.* cf. *astartinus* ETALLON.

De même que le Callovien, l'Oolithique supérieur paraît manquer totalement dans toute la partie Nord de Madagascar, au delà de la Province d'Analalava.

Côte Sud-Ouest.

A partir du Manambolo, il est vraisemblable que la transgression directe des marnes valanginiennes à *Duvalia polygonalis* sur les calcaires du Bemaraha se poursuit très loin vers le Sud, car aucun gisement de Jurassique supérieur n'a été signalé au Nord de la Tsiribihina. Au Sud de ce dernier fleuve, GIRAUD (107) a indiqué la présence de marnes à *Belemnites* cf. *Katrolensis* WAAG. et à *Liogryphaea imbricata* KRAUSS entre Berevo et Begidro: ce niveau semble se rapporter au Kimeridgien et il est remarquable d'y rencontrer *Ostrea imbricata* qui est si fréquente dans les marno-calcaires du Jurassique supérieur du

Bassin de Sitampiky. Des calcaires gréseux gris bleuâtre qui recouvrent ces marnes doivent être considérés pour Giraud comme appartenant au sommet du Jurassique.

Plus au Sud, dans la région de Mahabo (Province de Morondava) Giraud a encore signalé des calcaires jaunâtres à *Macrocephalites transiens* WAAG., *Perisphinctes* cf. *indogermanus* WAAG., *P. joraensis* et *Peltoceras arduennense* D'ORB., qu'il rapporte à l'Oxfordien. Ces formations reposent sur les calcaires calloviens mis en évidence par Fischer, M. H. Douvillé et M. M. Boule. Le Jurassique supérieur affleure vraisemblablement d'une manière continue jusqu'au Mangoky et à l'Onilahy, vers le Sud. Dans la région de Tongobory et plus au Sud jusqu'à la Linta, COLCANAP (62) a montré que le Callovien et l'Oxfordien sont surmontés par des calcaires marneux à *Rhynchonella moravica* UHLIG, *Aspidoceras acanthicus* OPP., *Lytoceras subtile*, qui semblent englober à la fois le Lusitanien et le Kimeridgien. Depuis lors, M^{lle} Basse a signalé des formes calloviennes près de Beraketa (*Phylloceras disputabile* ZITT., *Macrocephalites* divers) et oxfordiennes dans le ravin d'Isovoky (*Peltoceras athleta* PHILL.).

Au Nord comme au Sud de la région étudiée dans ce mémoire, la distinction précise des différents niveaux du Jurassique supérieur à Madagascar semble difficile à établir : d'une manière générale, l'Oxfordien inférieur a été réuni au Callovien et l'Oxfordien supérieur au Lusitanien, qui n'a jamais été bien caractérisé, et au Kimeridgien, bien défini par contre grâce à sa faune très voisine de celle des Katrol Sandstones de l'Inde. Le Portlandien est également peu facile à individualiser ; presque toujours, il passe insensiblement au Néocomien. Dans son ensemble, le Jurassique supérieur présente un faciès général profond, presque bathyal, sauf toutefois dans la région du Cap Saint-André, où, ainsi que je l'ai indiqué, le seuil correspondant à l'ancien anticlinal a dû se surélever, sans peut-être toutefois émerger complètement, pendant l'Oxfordien ; sauf aussi dans l'extrême Nord de l'île où le Jurassique supérieur manque entièrement. C'est seulement après le dépôt des sédiments kimeridgiens que le faciès change et devient franchement nérétique ; ce changement paraît être précurseur de la transgression infra-crétacée.

2° Côte orientale d'Afrique.

C'est au SW de Dar-es-Salam, dans le district de Mahokondo, qu'ont été signalés les affleurements oxfordiens-kimeridgiens les plus méridionaux de la côte orientale d'Afrique. Dans cette région, les calcaires calloviens sont surmontés par des calcaires à *Ostrea pulligera* GOLDF., *O. bruntrutana* THURM., *Isocardia striata* D'ORB., etc., qui ont été rapportés au Kimeridgien. Mais c'est surtout dans le Nord de l'ancienne Afrique Orientale Allemande que les termes supérieurs du Jurassique sont bien développés. L'Oxfordien y est représenté dans la région de Mtaru (Ouest de Pangani) par des marnes gréseuses à nodules ferrugineux dont la faune comporte des *Macrocephalites* voisins de ceux de l'Inde : *Perisphinctes sparsiplicatus* WAAG., *Nautilus wandaensis* WAAG., etc. L'Oxfordien supérieur et le Lusitanien affleurent dans le Tangaland où ils prolongent vers le Sud avec la même faune, les calcaires oolithiques et les marnes à septaria de l'Afrique Orientale Anglaise.

Dans cette dernière colonie, l'Oxfordien, qui paraît directement transgressif sur le Bathonien, est constitué par des schistes argileux bruns à nodules ferrugineux qui ont fourni une faune très riche en Céphalopodes, près de Rabai en particulier (*Peltoceras* cf. *arduennense* D'ORB., *Macrocephalites rabaii* DACQ., *Belemnites* cf. *tanganensis* FÜTT., etc.). Le Lusitanien et le Kimeridgien sont représentés par des marnes et des schistes argileux analogues aux précédents ; ils renferment près de Mombasa, les espèces suivantes : *Oppelia trachynota* OPP., *Perisphinctes africanus* DACQ., *P. Pottingeri* WAAG., *P. cf. Pralairi* FAVRE, *Aspido-*

ceras iphiceroïdes WAAG., *Belemnites tanganyensis* FUTT., etc. Tout cet ensemble constitue les schistes de Changamwe.

Les calcaires calloviens sont recouverts dans la Côte des Somalis Italienne méridionale, à Anole, par une lumachelle à *Belemnites tanganyensis* et *Exogyra imbricata* (H. DOUV. non KRAUSS) surmontée elle-même par une épaisse série de marnes grises à *Belemnites Girardoti* LOR., *B. tanganyensis* FUTT. et *Parallelodon egertonianus* STOL., d'âge probablement oxfordien. Au-dessus viennent des marnes à *Virgatosphinctes*, puis des calcaires compacts gris, à *Rhynchonella moravica* UHL., *Terebratula præsellæ* ROLL. et *Belemnites tanganyensis* FUTT. qui, pour G. STEFANINI (A. 27), doivent être rapportés au Séquanien. Des calcaires à entroques, à Nérinées et à Coralliaires terminent la série jurassique et semblent passer insensiblement à l'Infra-Crétacé en quelques points.

Des formations comparables se rencontrent dans la Côte des Somalis Anglaise, où les calcaires qui couronnent la série de Bihendula renferment *Rhynchonella moravica* et *Belemnites tanganyensis*, ce qui a permis leur attribution au Lusitanien-Kimeridgien; on retrouve aussi des couches analogues dans le Sud de l'Arabie sous des grès probablement crétacés.

À l'Ouest des plateaux éruptifs du Pays des Gallas et du Schoa, au-dessus des dépôts du Jurassique inférieur et moyen déjà signalés, divers explorateurs (Aubry, Ragazzi et Neumann) ont observé l'existence de marnes et de calcaires marneux à *Ostrea pulligera* GOLDF., *O. rastellaris* MET. et *Terebratula subsella* LEYM., qui ont été rapportés au Lusitanien. Un peu plus au Sud, dans le Harrar, des calcaires marneux bruns à Céphalopodes, tels que *Perisphinctes* cf. *denseplicatus* WAAG., *P.* cf. *frequens* OPPEL, *Aspidoceras attenense* D'ORB., etc., sont certainement d'âge kimeridgien ou tithonique.

Les niveaux supérieurs de la série d'Antalo en Abyssinie sont constitués par des calcaires à silex à *Terebratula subsella* LEYM., et *Acrocidaris nobilis* AG., qui sont aussi lusitaniens-kimeridiens.

3° Inde.

Le long de la rive orientale du Géosynclinal de Mozambique, au Nord de Madagascar, c'est toujours la Presqu'île de Cutch, dans l'Inde Péninsulaire qui présente le plus de rapports avec la Grande Ile, au point de vue série stratigraphique et faune. Au-dessus des marnes à *Hecticoceras punctatum* et *Reineckeia anceps* du Charee moyen, on observe un niveau de calcaires blancs à *Peltoceras athleta*, surmonté par la Dhosa Oolite à *Macrocephalites polyphemus* NOETL., *Peltoceras arduennense* D'ORB., *Aspidoceras perarmatum* SOW., etc.; cet ensemble constitue l'Oxfordien *s. str.* Les Kuntkote Sandstones, qui forment la base du Katrol Group et recouvrent les niveaux précédents, renferment: *Macrocephalites Maya* SOW., *Aspidoceras perarmatum* SOW., *Perisphinctes virguloides* WAAG., etc. et correspondent au Lusitanien d'Europe.

Ces deux étages sont mal représentés dans la zone médiane du Pays Sakalave; par contre, la partie supérieure du Katrol Group, les grès de Katrol à *Phylloceras ptychoicum* ZITT., *Lytoceras rex* WAAG., *Oppelia* (*Neumayria*) *trachynota* OPP., *Hecticoceras Kobelli* OPP., *Perisphinctes Pottingeri* WAAG., *Aspidoceras acanthicus* OPP., *Belemnites katrolensis* WAAG., *Belemnites claviger* WAAG., etc., rappellent beaucoup par leur faune les calcaires glauconieux de Betanatana et de Berano (près d'Antsalova); la présence de plusieurs espèces du Kimeridgien d'Europe a permis de les rapporter avec certitude à cet étage. Enfin, les formations inférieures de l'Umia Group comportent des grès et des marnes sableuses à *Perisphinctes* (*Virgatosphinctes*) *denseplicatus* WAAG., *P.* (*V.*) *frequens* OPP., etc., d'âge portlandien ou néocomien et présentent beaucoup d'analogie avec les horizons glauconieux et marneux supérieurs d'Antsalova. L'Umia Group passe à des niveaux à plantes qui correspondent peut-être au Crétacé inférieur.

Dans le Béloutchistan, le Callovien est directement surmonté par des marnes à Bélemnites (*Belemnites subfusiformis* RASP., *B. pistilliformis* RASP., *Duvalia lata* BLAINV. et *D.*

dilatata BLAINV.) et à Huitres (*Gryphæa Oldhami* NOETL.), qui ont été attribuées à l'Haute-rivien par Noetling et qui présentent quelques rapports avec les marno-calcaires d'Andranomavo, mais s'en distinguent par la présence de *Duvalia*. C'est seulement beaucoup plus à l'Ouest, en Perse, qu'on connaît l'Oxfordien et les termes plus élevés du Jurassique. Enfin, dans l'Himalaya, la faune des Spiti Shales moyens, qui présente surtout des affinités avec le Jurassique supérieur, renferme, comme l'Umia Group, des Ammonites, et plus spécialement des *Perisphinctes*, qui ont été retrouvées à Madagascar dans le district d'Antsalova.

*
* *

Les faunes du Jurassique supérieur de Madagascar semblent, en particulier pour la région étudiée en détail ici, beaucoup plus voisines des faunes de l'Inde que de celles de l'Afrique orientale. Ce caractère est surtout net en ce qui concerne les Ammonites des dépôts bathyaux, lesquels sont surtout fréquents dans l'Oxfordien et l'Oolithique moyen; par contre, certaines formes africaines telles que *Exogyra imbricata* apparaissent dans les dépôts néritiques tithoniques ou formant le passage du Tithonique au Néocomien.

De même que dans le Bassin de Sitampiky et dans la région de la Tsiribihina à Madagascar, on observe, en beaucoup de points des anciennes rives du géosynclinal de Mozambique, à la fin du Jurassique, une tendance marquée vers des dépôts à faciés peu profonds (Côte des Somalis, Presqu'Île de Cutch); de plus, la série sédimentaire semble continue du Jurassique au Crétacé.

COMPLÉMENTS PALÉONTOLOGIQUES

FAUNE KIMERIDGIENNE DES CALCAIRES GLAUCONIEUX DE LA RÉGION D'ANTSALOVA.

Céphalopodes.

Hecticoceras Kobelli OPPEL

1863. *Ammonites Kobelli* OPPEL. *Paleontolog. Mittheil.*, vol. II, p. 273, pl. LXXVI, fig. 1-2.

(Pl. VII, fig. 1).

Malgré l'absence d'ornementation nette sur la partie externe des tours, un grand nombre d'échantillons de la faune des calcaires glauconieux se rapportent indiscutablement à cette espèce caractéristique des Katrol Sandstones, des Spiti Shales moyens et du Kimeridgien d'Europe.

Localités. — Ancien Berano, piste de Tsiandro à Antsalova, Betanatana.

Lissoceras cf. *deplanatum* WAAGEN

(Pl. VII, fig. 8).

1875. *Haploceras deplanatum* WAAGEN. *Jurassic Cephalopods of Kutch, Pal. Ind.*, p. 44, pl. XI, fig. 9.

La plupart des échantillons de *Lissoceras* que j'ai recueillis dans la région d'Antsalova présentent une forme plate, une ornementation faible (côtes flexueuses fines) ou nulle et une suture très découpée. Je les rattache à *L. deplanatum* avec quelque hésitation, mais c'est avec cette espèce qu'ils ont le plus d'affinités. En effet, l'épaisseur des tours est moindre

que dans *L. elimatum* OPPEL, l'ombilic est plus étroit que dans *L. Staszyci* ZITTEL ; *L. indicum* UHLIG est plus épais avec une ornementation moins fine ; *L. psilodiscus* SCHLOENB. est un peu plus comprimé et présente un ombilic plus large [beaucoup moins aplati pour M. P. LEMOINE (144) et au contraire plus aplati pour WAAGEN (*loc. cit.*, p. 45)]. *L. subelimum* FONT. présente également une forme analogue, mais un ombilic plus large. *Lissoceras deplanatum* est encore une forme des Katrol Sandstones de Kutch et M. P. Lemoine l'a décrite de la Province d'Analalava.

Localités. — Caractérise le zone inférieure des calcaires glauconieux de Berano, piste d'Antsalova à Tsiandro, Betanatana.

Perisphinctes (Aulacosphinctes) natricoides UHLIG

(Pl. VII, fig. 4-5).

1903. *Perisphinctes (Aulacosphinctes) natricoides* UHLIG. Fauna of the Spiti Shales, *Pal. Ind.*, p. 335, pl. XXXII (fig. 3) et XLI (fig. 2).

C'est surtout la forme et les proportions de la section subcarrée qui me font rapporter à cette espèce plusieurs échantillons de *Perisphinctes* à sillon siphonal bien marqué. Ces échantillons étant petits (2 à 4 cm) le nombre de côtes par tour est inférieur au maximum (62) indiqué par Uhlig, cependant leur densité correspond bien à celle du type. Les tours sont peu embrassants, les flancs se raccordent par un angle avec la région siphonale. Les points de bifurcation des côtes sont voisins de cette région ; les côtes simples sont assez fréquentes et, sur le plus petit échantillon, il existe quelques côtes trifides. Cette forme est caractéristique des Spiti Shales moyens (Chidamu et Shalshal) de l'Himalaya et doit par conséquent être rapportée au Tithonique.

Localités. — Berano, Betanatana. Les formes qui lui sont associées doivent toutefois la faire considérer ici comme kimeridgienne.

Perisphinctes (virgatosphinctes) denseplicatus WAAGEN

(Pl. VII, fig. 6).

1873. *Perisphinctes denseplicatus* WAAGEN. Jurassic Cephalopoda of Kutch., *Pal. Ind.*, p. 204, pl. XLVI (fig. 3) et LV (fig. 4).

Cette espèce, déjà signalée par MM. Léon Bertrand et L. Joleaud, est bien caractérisée par le grand nombre des côtes et les variations de l'ornementation des formes jeunes (côtes bifides et simples alternant), aux formes adultes (côtes surtout bifides) et aux formes de grande taille (apparition des côtes trifides) passant à des individus où chaque côte partant de l'ombilic correspond à un faisceau de côtes externes. Les autres caractères varient d'un individu à l'autre indiquant un polymorphisme déjà signalé par Uhlig (tours plus ou moins involutes, côtes plus ou moins infléchies vers l'avant dans la région ventrale, etc.) *P. denseplicatus* se rencontre à la fois dans l'Oomia Group de Kutch et dans les Middle Spiti Shales de l'Himalaya avec *P. natricoides*.

Localités. — J'ai recueilli cette espèce, non seulement dans les horizons supérieurs des calcaires glauconieux, à Berano et Betanatana, mais aussi dans les calcaires marneux qui forment transition entre les couches glauconieuses et les marnes à *Duvalia* près d'Anjiabe.

Perisphinctes (Virgatosphinctes) subfrequens UHLIG

1903. *Perisphinctes (Virgatosphinctes) subfrequens* UHLIG. Himalayan Fossils, Fauna of Spiti Shales, *Pal. Ind.* p. 327, pl. XLIX (fig. 1) et LXI (fig. 1).

Un échantillon voisin de l'espèce précédente me paraît devoir être rapporté à cette dernière espèce étant donné la présence de côtes trifurquées beaucoup plus tôt que dans *P. denseplicatus*.

Localités. — Betanatana.

Aptychus sp.

(Pl. VII, fig. 7).

Forme de grande taille (jusqu'à 5 cm. de longueur), très abondante surtout dans les horizons inférieurs des calcaires glauconieux d'Antsalova. Cet *aptychus* est très voisin de *Aptychus* sp. décrit par E. FABRE (La zone à *Ammonites acanthicus* dans les Alpes de la Suisse et de la Savoie, *Mém. Soc. Pal. Suisse*, t. IV, 1877, p. 70., pl. IX, fig. 1 et 2), mais les côtes présentent parfois un angle net au lieu d'une simple courbe dans la zone d'inflexion; certains échantillons par contre se rapprochent beaucoup d'*Aptychus sparsilamellosus* GUMB., les côtes formant un angle aigu avec le bord sutural. La face interne est identique à celle figurée par FABRE (*loc. cit.*, fig. 1) et il semble que les deux espèces distinguées par cet auteur (fig. 1 et 2) appartiennent en réalité à une seule et même espèce caractérisée par le fort bourrelet sutural qui s'élargit en s'écartant de l'angle antérieur. Je crois également que c'est la même espèce qui a été décrite et figurée par WAAGEN (Jurassic Cephalopoda of Kutch, *Pal. Ind.*, p. 59, pl. XI, fig. 2) sous le nom *Aptychus* d'*Oppelia*; le bourrelet sutural caractéristique s'y observe également. J'ai pu observer toutefois sur les nombreux échantillons que j'ai recueillis que l'angle des côtes avec le bord sutural varie beaucoup d'un individu à l'autre. L'absence de véritables *Oppelia* et la présence de nombreux *Lissoceras* dans les gisements refermant les *Aptychus* décrits me font penser que ces appendices doivent être plutôt attribués à ce dernier genre.

L'*Aptychus* de Fabre auquel je rapporte les formes décrites provient du Kimeridgien de Talloires et des Pleïades; celui figuré par Waagen a été recueilli dans les formations de Katrol du même âge.

Localités. -- Très commun, à Berano, sur la piste d'Antsalova à Tsiandro, à Betanatana, près d'Anjiabe, etc.

Belemnites (hastites) MAYER) claviger WAAGEN

(Pl. VII, fig. 2-2 a).

1875. *Belemnites claviger* WAAGEN. Jurassic Ceph. of Kutch, *Pal. Ind.*, p. 6, pl. II (fig. 2).

Malgré l'absence de la région du phragmocône c'est certainement à cette espèce, déjà signalée par M. H. Douvillé d'ailleurs, qu'on doit rapporter la majeure partie des rostres de Bélemnite des calcaires glauconieux d'Antsalova. Comme dans le type, la forme est en massue, la face ventrale légèrement aplatie présente une impression longitudinale bien marquée, les flancs sont un peu comprimés et le dos est arrondi.

B. claviger est caractéristique du Katrol Group de Kutch ; on la rencontre à Jurun et près de Lodaï, au-dessus de la zone à *Peltoceras perarmatum*.

Localités. — Berano, Betanatana, Anjiabe, etc., très commune.

Nautilus sp.

Je crois pouvoir considérer comme une espèce nouvelle un Nautilé de petite taille provenant de l'ancien village de Berano. Cette espèce est caractérisée par un angle bien marqué des sutures sur la face externe des tours, par la forme très sinueuse de ces sutures sur les flancs et par la section trapezoïdale des tours.

CHAPITRE VII

LE CRÉTACÉ INFÉRIEUR ET MOYEN (VALANGINIEN-CÉNOMANIEN)

HISTORIQUE

M. E. F. GAUTIER (102) paraît être le premier explorateur qui ait signalé, dès 1898, l'existence du Crétacé dans le Boeni et l'Ambongo ; toutefois, seul le Crétacé supérieur avait retenu son attention. Dans sa carte géologique de l'Ambongo, ce même auteur (103) indique la présence de deux larges affleurements crétacés dans la région du Cap Saint-André, l'un s'étendant sur le Nord de l'Ambongo et du Boeni et l'autre dans l'Ouest du Mailaka, au Sud de Maintirano, mais sans différencier le Crétacé supérieur du Crétacé inférieur.

C'est seulement Baron et Mouneyres qui, par leurs récoltes de fossiles au cours de leur mission de 1902, permirent à M. H. DOUVILLÉ (81) de signaler l'existence de l'Albien, à la fois au Nord du Manambolo et dans le Nord de l'Ambongo. En 1906, COLCANAP (59) indiquait l'existence d'un niveau de calcaires à oolithes ferrugineuses à faune berriasienne au SE de Sitampiky, intercalé dans des grès superposés au Jurassique.

Pour la première fois, en 1911, M. PERRIER DE LA BATHIE (166) rapporta au Crétacé les grès grossiers qui surmontent les grès triasiques et parfois les calcaires jurassiques, entre Andranotakatra et Tsibidy, formant les plateaux de la Haute-Manangoza (Ambongo).

A la suite de sa mission de 1913, GIRAUD (107) montra l'existence de marnes du Néocomien dans la région de Soromaray, à l'Ouest de Sitampiky, mais il rapportait au même étage les marno-calcaires blancs d'Andranomavo. D'autre part, il cita quelques espèces nouvelles de la faune des calcaires oolithiques ferrugineux berriasiens découverts par Colcanap dans la vallée de l'Ankararano.

En 1924, MM. LÉON BERTRAND et L. JOLEAUD (31) attribuèrent un âge cénomaniens aux grès subordonnés aux coulées basaltiques dans la région d'Antsalova, tandis que la même année, MM. DUMAS (89) et DECARY (74, 75 *bis*) confirmaient l'âge crétacé des grès grossiers de la Haute-Manangoza et précisaient leur extension.

Enfin en 1927, à la suite d'une étude sur le terrain en collaboration avec M. Schnaebelé, je montrai l'existence de faunes valanginiennes et albiennes dans l'aire d'ennoyage de Maintirano (12, 13).

RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE. PRINCIPAUX FACIÈS. FAUNE

I. BASSIN DE SITAMPIKY

Marnes à Duvalia.

Ainsi que je l'ai indiqué dans le chapitre précédent, les marno-calcaires crayeux d'Andranomavo ont été très généralement rapportés à l'Infra-Crétacé par la plupart des explorateurs qui m'ont précédé. J'ai exposé en détail les raisons qui m'ont fait admettre de préférence un âge jurassique pour cette formation. On peut les résumer comme suit : a) Aucune indication de lacune stratigraphique n'est visible dans la série sédimentaire depuis le Callovien jusqu'au sommet de ces marno-calcaires ; b) la faune comporte des espèces à affinités infra-crétacées (*Belemnites* cf. *pistilliformis* et *B.* cf. *subfusiformis*) et à affinités

tithoniques (*Belemnites astartinus*, *Hoplites* cf. *Andreaei* et *Perisphinctes* cf. *Lorioli*), mais en l'absence des *Duvalia* infra-crétacées, les espèces jurassiques me paraissent les plus significatives ; c) les sédiments directement transgressifs sur cette formation renferment en certains points une faune franchement valanginienne.

Sur toute la longueur de son affleurement, cette formation marno-calcaire s'enneie vers le Nord, avec un très faible pendage, sous une puissante série grés-sableuse, généralement limitée au Sud par une falaise abrupte et qui s'étend vers le Nord en constituant de vastes plateaux. A la base de ces grès, reposant directement sur les marnes sous-jacentes, on observe fréquemment un niveau de grès calcaires glauconieux le plus souvent sans fossiles ou avec quelques fragments de Bélemnites. Ce niveau, généralement très mince, de quelques mètres d'épaisseur au plus, affleure en particulier dans la vallée de la Hopy, entre Ambararata et Sarodrano (rive gauche de la Mahavavy) et probablement aussi à l'Est d'Ankidabe ; ce dernier gisement renferme toutefois, outre des Bélemnites du groupe de *Belemnites pistilliformis*, des Polypiers indéterminables.

Cet horizon glauconieux m'a paru être l'équivalent latéral d'une formation marneuse très importante qui occupe toute la plaine de Soromaray (6 km à l'WNW de Sitampiky) depuis Andramy (village détruit), à l'Est, jusqu'à la vallée de la Hopy, à l'Ouest, et de la piste de Soromaray à Ambanjabe, au Nord, jusqu'au Sud du Mont Besieky. Ce mont se dresse isolé, constituant un témoin de l'ancienne falaise crétacée qui a reculé vers l'Est. Alors qu'elles sont surmontées sur la plus grande partie du pourtour de la plaine par les grès crétacés, ces marnes reposent au Sud sur les marno-calcaires blancs d'Andranomavo.

Entre Andramy et Soromaray, j'ai observé la succession suivante ;

4. Grès tendres, sableux, rougeâtres.
3. Marnes grises ou verdâtres, glauconieuses, à gypse et nodules de phosphate de calcium, avec :
Serpula cf. *concava* Sow., *Belemnites subfusiformis* RASP., *Duvalia dilatata* RASP.
 et un fragment de bouclier céphalo-thoracique de Crustacé décapode qui semble se rapporter à *Mayeria* M'Coy.
2. Marnes sableuses et glauconieuses peu fossilifères.
1. Calcaires marneux blancs en bancs réguliers.

Tout cet ensemble présente un pendage régulier de 1° environ vers le NE. Le niveau 1 est vraisemblablement le sommet des calcaires crayeux d'Andranomavo. Quant aux niveaux 2 et 3, leur âge néocomien ne peut pas être mis en doute, toutefois la présence de *Duvalia dilatata* n'est peut-être pas suffisante pour démontrer leur âge hautérivien ; la présence d'une faune valanginienne à la base des grès (niv. 4), à 50 km. environ vers l'Est, serait en effet inconciliable avec cette manière de voir, à moins d'admettre un changement latéral de faciès.

GIRAUD (107) a signalé ces mêmes marnes à *Pseudobelus pistilliformis* et *Duvalia* cf. *dilatata* à Andranomavo ; il ne m'a pas été possible d'étudier ce gisement, mais je pense qu'il est situé, comme à Soromaray, immédiatement au-dessus des marno-calcaires à *Ostrea imbricata* et à la base des grès.

Entre Andramy et Soromaray, un filon important de basalte doléritique traverse à la fois les marnes à *Duvalia dilatata* et les grès qui les surmontent, s'étendant sur une longueur de près de 2 km. avec une direction NW-SE ; d'autres petits filons ayant la même direction s'observent au voisinage.

Vers l'Est, il ne m'a pas été possible de retrouver ces marnes néocomiennes dans le contact des marno-calcaires blancs d'Andranomavo et des grès sableux qui les surmontent, seul le niveau glauconieux indiqué plus haut, d'ailleurs discontinu, peut être considéré comme leur équivalent latéral.

Complexe grés-marneux de Sitampiky.

La série marno-calcaire du Jurassique supérieur et les marnes glauconieuses néocomiennes qui viennent d'être étudiées sont surmontées par un épais complexe grés-marneux dans lequel on peut distinguer trois horizons bien distincts; ce sont de haut en bas :

3. Grès supérieurs.
2. Marnes et calcaires gréseux et glauconieux d'Ambarimadinga.
1. Grès inférieurs ou grès de Sitampiky.

1° Grès inférieurs.

Extension et faciès.

Ces grès, dont la puissance dépasse 500 m. dans la région de Sitampiky, constituent de vastes plateaux qui s'étendent entre la Betsiboka et l'Andranomavo, suivant une direction E-W et avec une largeur moyenne de 4 à 5 km. Ces plateaux sont limités au Sud par la falaise déjà décrite qui domine le pays jurassique. Vers le Nord, ils s'abaissent progressivement jusqu'à une zone basse correspondant à l'affleurement des marnes et des calcaires gréseux d'Ambarimadinga. A l'Ouest de l'Andranomavo, ces plateaux gréseux se prolongent jusqu'au Manombo, mais leur largeur et leur altitude moyenne sont sensiblement réduites; dans la région de Sitampiky alors que la partie méridionale des plateaux, la plus élevée, atteint 300 m. d'altitude moyenne, ici, elle ne dépasse pas 150 m. De plus les limites des grès crétacés, au Nord des affleurements, sont ici très imprécises, par suite du recouvrement direct de ces grès par des formations arénacées plus récentes difficiles à différencier.

La constitution lithologique de cet horizon est essentiellement variable d'un point à l'autre dans le temps et dans l'espace et il serait sans intérêt de la décrire d'une manière détaillée. Dans son ensemble, cette formation comporte des alternances de grès sableux fins rougeâtres ou jaunâtres, de grès grossiers à galets de dimensions variables suivant les niveaux, de grès sableux à concrétions dures cimentées par de la limonite et enfin, assez fréquemment, des intercalations lenticulaires d'argilites verdâtres ou panachées. Le caractère général des diverses roches arénacées est leur peu de cohésion; les grès bien cimentés sont rares. Il en résulte souvent la présence, à la surface des plateaux, d'une couverture assez épaisse d'un sable blanc fin qui paraît provenir de la dissolution, par les eaux météoriques, du ciment des bancs gréseux, en majeure partie limonitique. Cette origine secondaire des sables blancs me paraît démontrée par le fait que je n'ai jamais observé de lits de tels sables intercalés dans la série gréseuse; ils se rencontrent exclusivement à la surface des plateaux.

Souvent aussi une formation latéritique, parfois mélangée de sable fin, recouvre les grès, principalement entre la Mahavavy et l'Andranomavo. Il est possible que ces dépôts aient une origine au moins partiellement éolienne; cependant certains d'entre eux doivent être considérés comme des éluvions. En effet, j'ai observé de très importantes intercalations de basaltes doléritiques, presque entièrement latéritisées, dans les grès inférieurs, entre Mahabe et Andramy (Est de Soromaray) et entre Behena et Komievitsy (Ouest de Soromaray). Ces intercalations de roche éruptive latéritisée paraissent correspondre à un même niveau dont l'altitude est voisine de 250 m.; comme toujours, il est difficile, en l'absence de tufs, d'opter entre l'origine superficielle par coulées, ou profonde par filons-couches, pour ces venues éruptives. Il est cependant naturel d'admettre une origine analogue pour certains lambeaux superficiels de latérite.

J'ai déjà signalé (p. 130) l'allure très ondulée de la surface de contact des calcaires marneux d'Andranomavo et des grès qui les surmontent, en particulier dans la région de Sarodrano sur la rive gauche de la Mahavavy; il me paraît certain qu'une phase d'émersion

et d'érosion importante a séparé le dépôt de ces deux séries sédimentaires, là au moins où les marnes à *Duvalia* sont absentes, ce qui est le cas le plus fréquent. Cette phase d'émer-sion peut donc être datée du début du Valanginien. Les grès glauconieux, que je considère comme équivalents des marnes à *Duvalia* de Soromaray, manquent en beaucoup de points et la base de la série arénacée comporte alors généralement une zone de remaniement qui a déjà été décrite (p. 130) et qui renferme, outre des fossiles des marno-calcaires sous-jacents, de nombreux débris d'ossements de Reptiles (Crocodiliens) à l'Est de Bekotrobaka (WSW de Sitampiky.)

Cette disposition transgressive des grès inférieurs a été indiquée déjà antérieurement en plusieurs points. Je l'ai observée d'une manière particulièrement nette : au Mont Ambohi-tralika (Sud du Mont Besieky) où les grès crétacés séparent du socle marno-calcaire un lambeau basaltique qui couronne le mont ; à l'Est d'Ankidabe, où les mêmes grès s'avancent directement en transgression sur les marnes calloviennes vers le Sud ; dans la région de Majeromanga, où des témoins de la transgression infra-crétacée s'observent jusqu'en bordure des affleurements bathoniens au Sud de la rivière Majeromanga. Il est probable que la mer infra-crétacée s'est avancée très loin sur les plateaux calcaires de l'Ankara et de l'Ikavo, mais il ne m'a pas été possible d'en trouver de dépôts plus méridionaux que ceux que je viens de citer.

Faune et âge.

L'âge exact de cette série est difficile à établir, car la plus grande partie des couches est dépourvue de restes d'organismes ; cependant un niveau fossilifère, découvert par COLCANAP (59), existe à la base des grès dans la vallée de l'Ankararano, à l'ESE de Sitampiky. C'est un niveau de calcaires jaunes à oolithes ferrugineuses, riches en grains de quartz et passant parfois à un véritable grès à ciment calcaire ; son épaisseur ne paraît pas dépasser deux mètres. Sa faune extrêmement riche a fourni à Colcanap les espèces suivantes :

Hoplites Euthymi PICTET, *H.* cf. *Malbosi* PICTET, *Holcostephanus Atherstoni* FORBES.

Ces espèces, dont les deux premières sont du Tithonique d'Europe et la dernière du Néocomien (Uitenhage Series) de l'Afrique orientale, ont conduit Colcanap à attribuer l'horizon qui les renferme au Berriasien.

Par contre, Giraud qui a visité le même gisement, y a recueilli :

Arca Kraussi TATE, *Liogryphæa imbricata* KRAUSS, *Astarte Herzogi* KRAUSS.

Ces espèces, déterminées par M. H. Douvillé, appartiennent toutes à la Uitenhage Formation et conduisent Giraud à rapporter au Barrémien le niveau de calcaire oolithique de l'Ankararano.

Il ne m'a pas été possible, faute de temps, de visiter personnellement ce gisement et c'est vainement que j'ai recherché son équivalent à la base de la falaise infracrétacée aux nombreux points où je l'ai touchée. J'ai pu toutefois étudier une faune recueillie dans la vallée de l'Ankararano par M. DECARY (74) en 1923 et y reconnaître les espèces suivantes :

Pinna cf. *Atherstoni* SHARPE, *Trigonia* cf. *Rogersi* KITCH.,

Ostrea cf. *Couloni* D'ORB., *Astarte Herzogi* GOLDF.,

— (*Liogryphæa*) *imbricata* KRAUSS, *Lytoceras lepidus* D'ORB.,

Cucullæa Kraussi TATE (très abondante),

(Pl. VIII, fig. 13).

Hoplites (*Neocomites*) *neocomiensis* D'ORB., var. *premolica* SAYN,

— — cf. *teschenensis* UHLIG,

— — cf. *platycostatus* SAYN,

Belemnites sp.

Cette faune présente un mélange remarquable de formes de la série de Uitenhage et de Céphalopodes du Valanginien d'Europe. *Neocomites neocomiensis* et les deux autres *Hoplites*, qui semblent n'en être que des variétés, rappellent beaucoup les espèces décrites par Sayn du Valanginien du SE de la France. Par contre, *Lytoceras lepidus* se rencontre dans l'Hauterivien d'Europe avec *Duvalia dilatata*. L'âge précis des Uitenhage Series étant encore discuté et semblant comprendre le sommet du Jurassique en même temps que le Néocomien, il y a lieu d'utiliser avant tout les Ammonites existant aussi en Europe pour fixer l'âge des calcaires oolithiques de l'Ankararano. En tenant compte, en outre, du fait que les marnes à *Duvalia dilatata* de Soromaray sont plus anciennes que ces calcaires ou au plus équivalentes, l'horizon fossilifère de l'Ankararano doit être rapporté au sommet du Valanginien ou à l'Hauterivien.

La base de la série des grès inférieurs se trouve ainsi datée, en même temps que la transgression qui lui correspond. Par contre, les seuls débris d'organismes qui ont été découverts dans les horizons plus élevés de ces grès sont des fragments de bois silicifiés, peu abondants d'ailleurs. M. H. DOUVILLÉ (81) a indiqué, d'après Fliche, l'existence de bois de Myrtacé recueilli par Baron et Mouneyres au Sud du Lac Kinkony, près de Manobato; mais il me paraît probable que ce bois fossile provient plutôt des grès supérieurs que des grès inférieurs.

Les intercalations de marnes ou d'argilites grises, verdâtres ou panachées qui se rencontrent à différents niveaux de la série gréseuse inférieure (falaise au Nord d'Ankirihiitra, vallée de la Mahavavy au voisinage de Sitampiky, entre Belalanda et Behena sur la piste de Sitampiky à Andranomavo, etc.) m'ont paru entièrement azoïques.

Au Sud de Beseva, entre ce village et Bemarivo, une importante formation comprenant des grès calcaires glauconieux et des marnes à gypse avec nodules ferrugineux (septaria), s'intercale dans les grès inférieurs. Malgré mes recherches, je n'ai pu y recueillir que quelques fragments de bois silicifiés et des moules de Gastéropodes qui se rencontrent fréquemment à l'intérieur des nodules.

En résumé, seule la partie inférieure de la série des grès de Sitampiky peut être datée avec quelque précision; toutefois, les niveaux plus récents qui vont maintenant être étudiés sont bien datés de l'Aptien et de l'Albien, permettant ainsi d'attribuer à l'Aptien inférieur le sommet des grès de Sitampiky.

2° Marnes et calcaires glauconieux d'Ambarimadinga.

Depuis la Betsiboka à l'Est jusqu'à l'Andranomavo, les grès inférieurs sont surmontés par un horizon marneux et calcaire, épais en moyenne de 50 m. et qui affleure généralement à la base d'un abrupt constitué par les grès supérieurs. La zone d'affleurement de cette intercalation marno-calcaire se traduit ainsi par une longue dépression qui part de Beseva, contourne l'Ambatomandona et l'Ankavitra par le Sud, passe par Besely et Bebakaka, atteint la Mahavavy à hauteur des chutes Jonia (ou Dzony) et se poursuit jusqu'à l'Andranomavo en passant par Ambarimadinga et Marerano. Il ne m'a pas été possible de retrouver ce niveau à l'Ouest de l'Andranomavo et il est vraisemblable qu'il est recouvert par des dépôts beaucoup plus récents, après s'être infléchi vers le Nord.

Au NW de Beseva, les collines qui dominent au Nord la vallée de la Beseva présentent la coupe suivante :

6. Basaltes et tufs.
5. Grès grossiers rougeâtres, très ferrugineux (5 m.).
4. Grès tendres jaunâtres (30 m.).
3. Marnes grises à nodules (1 m.).
2. Calcaires zoogènes jaunâtres (1 m.).
1. Grès grossier rougeâtre (100 m.).

Les niveaux 3 et 2, bien que dépourvus de fossiles, me paraissent correspondre à l'extrémité orientale de l'intercalation marno-calcaire d'Ambarimadinga : elle est considérablement réduite comme puissance et ne paraît pas traverser la Betsiboka.

Un peu plus au Sud, son importance augmente et COLCANAP (59) y a signalé :

Straparollus Martini D'ORB., *Douvilleiceras mamillare* SCHL., *Desmoceras* cf. *Dupinianum* D'ORB. THÉVENIN a aussi cité des abords de Beseva (185 ter) :

Janira tricosata, *Desmoceras Beudanti* BRONGN., *Douvilleiceras mamillare* SCHL. recueillis par M. Perrier de la Bathie.

A Bebakaka, au Nord de Sitampiky, le niveau des marnes et calcaires d'Ambarimadinga est bien visible, il constitue des fonds marécageux cultivés en rizières; j'y ai recueilli *Neithea quinquecostata* SOW.

A la traversée de la Mahavavy, au-dessus des chutes Jonia (Zony), cet horizon est très fossilifère, THÉVENIN (185 ter) y cite ; *Nautilus Bouchardianus* D'ORB. et *Phylloceras Velledæ* MICH. Mais c'est sur la piste de Sitampiky à Bekipay, au Nord d'Ambarimadinga que j'ai observé la meilleure coupe de la série :

7. Grès rouges fins mal cimentés.
6. Marnes grises à nodules de calcaire jaune (7 m.).
5. Banc de calcaire gréseux (2 m.).
4. Calcaires marneux jaunâtres à *Echinospatagus Gaudryi* COTTREAU (8 m.).
3. Calcaires marneux et glauconieux (15 m.), jaunâtres, très fossilifères, à :

Serpula sp.
Neithea quinquecostata SOW.
Ostrea cf. *quercifolium* COQ.
Trigonia sp.
Cyprina ervyensis LEYM.
Nautilus cf. *albensis* D'ORB.

*Desmoceras (Latidorsella) diphyll-
 loides* FORBES.
Desmoceras Beudanti BRONGN.
Parahoplites cf. *Deshayesi* LEYM.
*Belemnites (Pseudobelus) semica-
 naliculatus* BLAINV.

2. Marnes gris sombre (fossilifères seulement au NE d'Ambarimadinga) avec niveaux très riches en fossiles pyriteux à test bien conservé et en concrétions pyriteuses; leur faune¹ contient :

Serpula sp.
Neithea sp. (fragments).
Inoceramus sp.
Nucula sp.
Panopæa plicata SOW. (= *Pre-
 vosti* D'ORB.).
Dentalium sp.

Solarium sp.
Natica cf. *crassisiana* D'ORB.
Cerithium sp.
Puzosia cf. *Angladei* SAYN.
Desmoceras cf. *Toucasi* JACOB.
Parahoplites Deshayesi LEYM.
Calianassa sp. (article de pince).

1. Grès rouges sableux inférieurs.

La faune du niveau 2 présente des espèces qui sont presque toutes de l'Aptien, ou du niveau de Clansayes; certains échantillons de *Parahoplites Deshayesi*, en particulier, se rapportent exactement au type; je suis par suite conduit à attribuer ce niveau à l'Aptien. Par contre, certaines espèces du niveau 3 sont franchement albiennes ou même d'âge plus récent: *Desmoceras diphylloides* et *D. Beudanti* se rencontrent en effet dans l'Oolator Group et le Trichinopoly Group de l'Inde; *Neithea quinquecostata* appartient également au Crétacé moyen et supérieur de l'Inde. Il n'est toutefois pas possible de rapporter ce niveau 3 à un étage plus élevé que l'Albien, car les fragments de *Parahoplites* que j'y ai recueillis sont peu ornés

1. Je dois cette faune à la complaisance de M. Lamberton, conservateur du Musée de la Reine à Tananarive.

et rappellent *P. Deshayesi* ou les formes voisines de l'Aptien. Le niveau 4, qui appartient au même ensemble calcaire que 3, est vraisemblablement aussi d'âge albien.

C'est plus à l'Ouest, près de Komihevitsy, que Baron et Mouneyres recueillirent en 1902 une faune très riche, dans laquelle M. H. DOUVILLÉ reconnut les espèces suivantes (81) :

Acanthoceras (*Douvilleiceras*) *mamillare* SCHL., *Ac. sp.* (grosse forme voisine de *Ac. Stobieskyi*, mais qui n'est peut être que l'adulte de la précédente), *Phylloceras* *Adelæ* D'ORB., *Puzosia diphylloides* FORBES, *P. Charrieri* D'ORB., *Pseudobelus semicanaliculatus* BLAINV., *Nautilus neocomiensis* D'ORB., *Cerithium* cf. *Lallieri* D'ORB., *Campanile* cf. *trimonile* MICH., *Plicatula* sp., *Neithea tricostata*, *Exogyra arduennensis* D'ORB., *Alectryonia* cf. *macroptera* SOW., *Terebratula Dutemplei* SOW., *Kingena* sp., *Rhynchonella sulcata* SOW., *Epiaster* sp., *Peltastes* n. sp., Polypiers.

Cette faune, nettement albienne, provient certainement du même horizon que celle décrite précédemment.

Près de l'ancien village de Marerano, dans la vallée de la rivière du même nom, j'ai observé les mêmes calcaires marneux et glauconieux, en gros bancs, qui m'ont fourni :

Neithea quinquecostata SOW., *Ostrea Canaliculata* SOW., *Acanthoceras* sp. et quelques fragments d'os indéterminables.

Dans cette même région, Baron et Mouneyres ont recueilli quelques fossiles, parmi lesquels M. H. DOUVILLÉ a reconnu :

Puzosia Emerici D'ORB., *Exogyra arduennensis* D'ORB., *Rhynchonella sulcata* SOW.

A l'Ouest de l'Andranomavo, il ne m'a plus été possible de retrouver ces calcaires albiens, soit qu'ils s'amincissent et disparaissent, amenant la réunion en un seul complexe des deux horizons gréseux, soit que leur affleurement, se rapprochant beaucoup de la côte, ait été masqué par des formations plus récentes.

3° Grès supérieurs.

Un horizon gréseux, rappelant en tous points l'horizon gréseux subordonné aux calcaires albiens, surmonte ce dernier niveau. Il est constitué par des grès généralement sableux, mal cimentés, jaunes ou rougeâtres, parfois grossiers, mais le plus souvent fins.

Leur zone d'affleurement est généralement étroite, limitée à un talus plus ou moins raide qui borde au Nord la dépression correspondant aux affleurements marno-calcaires albiens et qui est surmonté par le complexe volcanique de l'Antanimena. Exceptionnellement, dans la haute vallée de la Beseva, ces grès s'étendent assez largement; mais, à partir de ce point vers l'Ouest jusqu'à la Mahavavy, puis jusqu'à l'Andranomavo, ils constituent seulement, en général, une falaise bien marquée qui limite au Sud les plateaux basaltiques.

Je n'ai rencontré aucun fossile dans cette formation, il est possible toutefois que le bois de Myrtacé récolté par Baron et Mouneyres et dont il a été question antérieurement (p. 148) provienne de ce niveau. En l'absence de faune il n'est pas possible de préciser l'âge de cet horizon, il est toutefois vraisemblable qu'il représente le Cénomaniens.

II. AIRE D'ENNOYAGE DE MAINTIRANO

Entre le Manambolo au Sud et la vallée de la Haute-Soahanina au Nord, la série du Crétacé inférieur et moyen présente de grandes analogies avec celle qui vient d'être décrite dans le bassin de Sitampiky.

Néocomien. — Marnes à *Duvalia*.*Du Manambolo à Dokolahy.*

Depuis le Manambolo jusqu'au voisinage de Dokolahy, le Jurassique est recouvert par une épaisse formation de marnes grises caractérisée par l'abondance des *Duvalia*. Ces marnes sont nettement transgressives sur leur substratum jurassique; elles reposent directement sur les calcaires calloviens ou bathoniens au Sud de Masiaposa, jusqu'au Manambolo, d'une part, et au Nord de Soarano, d'autre part; dans l'intervalle seulement, ce sont les calcaires marneux ou glauconieux du Jurassique supérieur qui supportent les marnes à *Duvalia*. Il est vrai que dans la région de Masiaposa et à l'Est de Bekopaka les marnes à *Duvalia* viennent buter par faille contre les calcaires de l'Antsingy formant une falaise haute d'une vingtaine de mètres en moyenne (Pl. II, fig. 5); mais en plusieurs points, notamment au NE de Bekopaka, j'ai pu observer des lambeaux de marnes à *Duvalia* reposant normalement sur les calcaires.

Sur presque toute sa longueur, l'affleurement des marnes à *Duvalia* constitue une région basse, peu accidentée et couverte de hautes herbes. Vers l'Ouest, cette plaine est bordée par une falaise gréseuse au tracé capricieux qui limite des plateaux arénacés. Fréquemment, en avant de cette falaise, s'observent des mamelons de grès plus au moins étendus et séparés par des dépressions marneuses; de plus, les marnes affleurent encore, largement parfois, dans le fond des vallées creusées dans les plateaux gréseux, en particulier à Antsalova, dans la vallée de la Soahanina.

Le faciès de ces marnes est très uniforme. On observe seulement, principalement au Nord d'Antsalova, près de Soarano, quelques bancs de calcaires blancs, épais d'une dizaine de centimètres en moyenne et interstratifiés dans les marnes. Souvent, vers le sommet de la formation marneuse apparaissent des bancs irréguliers, lenticulaires, de grès blancs piquetés de glauconie, avec pendages variés. Ces grès et leur stratification entrecroisée sont l'indice d'un changement important dans le régime de sédimentation: c'est une transition au régime détritique qui succède au dépôt des marnes.

J'ai observé fréquemment des amas de gypse plus ou moins importants dans les marnes, notamment au NE de Masiaposa, au voisinage de la Motsamoa et au NE de Bekopaka; mais ce sont les concrétions de barytine qui sont les plus caractéristiques; elles se présentent tantôt en cristaux enchevêtrés groupés en amas sphériques, tantôt en très petits éléments associés à la calcite et au silicate d'alumine des marnes pour former des nodules durs, de forte densité, pouvant atteindre plus de 10 cm. de diamètre. Ces concrétions s'observent en de nombreux points de l'aire d'affleurement des marnes, mais c'est dans la boutonnière anticlinale d'Andrafiavelo que j'ai recueilli les plus beaux spécimens.

Les fossiles sont parfois très abondants dans ces marnes, mais la faune est rarement riche en espèces. Dans la région à l'Est de Bekopaka et dans la vallée de la Motsamoa, j'ai récolté seulement des Bélemnites:

Belemnites (Belemnopsis) subfusiformis RASP.

Belemnites (Belemnopsis) pistilliformis BLAINV.

Duvalia polygonalis BLAINV.,

Ces diverses espèces se rencontrent dans la plupart des autres gites fossilifères que j'ai examinés. Plus loin, vers le Nord, dans la vallée de la Bidroa et au voisinage d'Ansakoa-mededo (Est d'Antsalova), j'ai recueilli également *Duvalia dilatata* BLAINV. et souvent même, dans cette région, c'est cette dernière espèce de *Duvalia* qui domine.

Tous ces fossiles sont néocomiens; toutefois, *Duvalia polygonalis* étant une forme du Valanginien d'Europe et *Duvalia dilatata* étant par contre une espèce hauterivienne, il est difficile de préciser l'âge exact des marnes.

Au Nord d'Antsalova, dans la vallée de la Tsihinana et près de Bevitika, j'ai encore recueilli les mêmes espèces. Le village d'Anjiabe, un peu plus au Nord, est situé au centre d'une fenêtre marneuse encadrée sur presque tout son pourtour par des collines de grès; vers l'Est et le Nord, toutefois, quelques cols entre ces collines font affleurer les marnes qui relient la fenêtre à la zone principale d'affleurement. C'est dans cette fenêtre que crève l'anticlinal d'Anjiabe déjà décrit (p. 134) et qui affecte fortement les marnes à *Duvalia*. Dans l'un des cols situés au Nord d'Anjiabe et à l'Ouest de Marotoala, j'ai recueilli de nombreuses Bélemnites appartenant aux espèces déjà décrites et en particulier *Duvalia polygonalis*; les concrétions de barytine sont aussi fréquentes en ce point. Dans cette même région, au NW d'Anjiabe et au pied du Mont Besaho (WSW d'Anjiabe), M. Schnaebelé a récolté quelques fossiles qu'il m'a adressés et parmi lesquels se trouvent, outre une petite Serpule turbinée, plusieurs exemplaires d'une nouvelle espèce de *Terebratulina*, que j'ai recueillie également près d'Andrafiavelo et pour laquelle je propose le nom de *Terebratulina Schnaebeli* nov. sp.

C'est seulement dans la haute vallée de la Soahanina, et particulièrement au petit col qui relie cette vallée à celle de la Demoka, que j'ai recueilli une faune un peu plus riche que les précédentes :

- Pentacrinus* cf. *neocomiensis* DESOR.
- Cidaris* cf. *spinigera* COTTEAU (spicules).
- Serpula* cf. *concava* SOW.
- Phylloceras semisulcatum* D'ORB.
- *picturatum* D'ORB.
- cf. *Rogersi* KITCH.
- Duvalia dilatata* BLAINV.
- cf. *silesiaca* UHLIG.

Cette faune nettement néocomienne confirme l'âge admis antérieurement pour les marnes à *Duvalia*. En ce point, ainsi que je l'ai indiqué antérieurement, les marnes reposent directement sur les calcaires à *Pholadomya Murchisoni* Sow., du Callovien.

Entre le Manambolo et la Haute-Soahanina, la zone principale d'affleurement des marnes néocomiennes est large de 3 à 4 km. en moyenne; mais, étant donné la difficulté de déterminer l'inclinaison exacte des pendages dans un complexe ne présentant généralement pas de stratification nette, il est impossible d'en préciser l'épaisseur moyenne. Je crois toutefois qu'on peut évaluer cette puissance à 80 m. environ. Au delà du col Soahanina-Demoka, les marnes à *Duvalia* diminuent d'importance à mesure qu'on s'approche de Dokolahy; au Nord de ce village, les grès qui surmontent les marnes reposent directement en transgression sur les calcaires bathoniens de l'Antsingy.

Nord de la Demoka. — Anticlinal d'Andrafiavelo.

A partir de la Demoka, vers le Nord, les marnes à *Duvalia* ne s'observent plus entre les grès crétacés et les calcaires jurassiques dans le flanc sud de l'anticlinal du Cap Saint-André. J'ai seulement remarqué un niveau de marnes grises, sans fossiles et peu important entre Bebaboka et Andranoboka, au Nord du Ranobe; sa situation stratigraphique seule peut faire penser qu'il peut être l'équivalent des marnes néocomiennes.

Les marnes reparaissent toutefois entre la Mahagomba et le Manambao, à la faveur de l'ondulation anticlinale déjà signalée (p. 135). Elles affleurent en deux ellipses inégales, alignées suivant une direction SSW-NNE, au milieu des grès du Crétacé moyen. Un ensellement bien marqué sépare ces deux dômes; l'Ambahibe, qui s'est creusé son lit suivant l'axe du pli, présente une vallée largement ouverte dans les marnes et traverse l'ensellement par une gorge étroite dans les grès.

Le faciès de ces marnes diffère peu de celui décrit plus au Sud : la roche est seulement un peu plus calcaire, plus blanche, avec un aspect un peu crayeux. La faune est identique à celle de la région d'Anjiabe : j'ai recueilli, en particulier dans la partie sud du dôme situé au NE d'Andrafiavelo, aux abords du Haut-Ambahibe :

Phylloceras cf. *picturatum* D'ORB.

Belemnopsis subfusiformis RASP.

— *pistilliiformis* BLAINV. (très abondante).

Duvalia polygonalis BLAINV.

Terebratulina Schnaebelei nov. sp.

Les concrétions de barytine sont particulièrement abondantes en ce point avec quelques nodules phosphatés.

Cet anticlinal est nettement dissymétrique : vers l'Est, les pendages atteignent 5 à 10°, alors que vers l'Ouest les couches s'ennoient, comme l'ensemble de la série sédimentaire étudiée jusqu'ici dans l'aire d'ennoyage de Maintirano, avec un pendage de 1 ou 2° (fig. 17). Ainsi que je l'ai déjà indiqué, des calcaires marneux légèrement glauconieux affleurent dans l'axe du dôme le plus méridional et me paraissent, malgré l'absence de fossiles, devoir être rapportés au Portlandien.

A son extrémité nord, l'anticlinal d'Andrafiavelo plonge brusquement vers le NE, les marnes s'ennoient avec un pendage d'une dizaine de degrés sous les grès grossiers au Sud du village d'Ampasy. Dans le prolongement de ce pli, un important affleurement marneux, en partie masqué par des formations éruptives, apparaît dans la vallée du Manambao; il s'étend sur 12 km. environ de longueur N-S et 6 km. de largeur; son axe est jalonné par les villages de Namoasy, Ankotrakotraka et Betaboara, alignés sur la rive gauche du Manambao. Il est souvent difficile de distinguer les formations franchement marneuses des tufs marneux qui les surmontent; d'autre part, il ne m'a pas été possible de retrouver, le long du bord est de cet affleurement, les grès du Crétacé inférieur ou moyen qui séparent généralement les marnes néocomiennes des formations basaltiques; enfin, je n'ai rencontré aucun fossile dans cette région. Dans ces conditions, l'âge de ces affleurements est difficile à préciser : c'est la situation de ces marnes sous les grès crétacés qui les bordent au Sud et surtout la présence de fossiles du Jurassique supérieur, signalée par Baron et Mouneyres dans la région de Betaboara (mais sans précisions malheureusement), qui m'ont conduit à admettre l'équivalence de ces marnes et des marnes à *Duvalia*. La situation de cet affleurement sur le prolongement des deux dômes décrits précédemment m'a amené, dès lors, à admettre qu'on se trouve en présence d'un troisième dôme jalonnant le même anticlinal.

Le complexe grés-marneux d'Antsalova.

Les marnes néocomiennes à *Duvalia polygonalis* sont constamment surmontées par un complexe grés-marneux, qui est en tous points comparable à celui décrit dans le Bassin de Sitampiky. Comme ce dernier, il comporte trois horizons qui sont, de haut en bas :

3. Grès supérieurs.
2. Grès grossiers glauconieux avec intercalations d'argilites et de marnes, parfois même de calcaires.
1. Grès inférieurs.

Ces trois subdivisions ne sont toutefois bien définies que dans la région située au Sud d'Antsalova; au Nord de ce village, le complexe se réduit à un seul niveau gréseux.

1° Les grès inférieurs.

Ce sont des grès jaunâtres ou rougeâtres, mal cimentés, passant parfois à des sables, en général assez fins et présentant souvent des nodules cimentés par de la limonite. Les intercalations de marnes ou d'argilites manquent généralement dans cet horizon. Fréquemment, à la surface des plateaux, on observe, comme dans la région de Sitampiky, des lambeaux d'une couverture de sables blancs qui sont dus certainement au lessivage au ciment et des matières ferrugineuses colorant les grès.

Ces grès inférieurs forment, à l'Ouest de la plaine marneuse infra-crétacée, une falaise haute de 50 m. environ, en avant de laquelle on rencontre très souvent des lambeaux isolés de grès qui couronnent de petites collines. Souvent l'altitude du contact de base de ces lambeaux gréseux est telle qu'il est difficile de les considérer comme de simples témoins de l'ancienne couverture arénacée; on est amené à les attribuer, suivant les cas, soit à des restes remaniés d'anciens talus d'éboulis de la falaise de grès, soit à des compartiments de l'ancienne couverture descendus par suite de failles (ce cas est indiscutable en certains points, en particulier au col Soahanina-Demoka, où un mamelon gréseux est séparé d'un affleurement de marnes voisin par une faille avec un véritable miroir de friction); soit, et c'est le cas le plus fréquent, à des témoins en place de l'ancienne couverture, mais en admettant que la surface de base sur laquelle s'est produite la transgression ait été très ondulée. J'ai déjà indiqué une disposition analogue dans la région de Sitampiky.

Ces grès et leur prolongation vers le Nord (où les trois termes du complexe ne sont plus définis) sont franchement transgressifs sur les formations sous-jacentes. Au NE de Bekopaka, près du Manambolo, j'ai observé en certains points la transgression directe des grès sur les calcaires bathoniens de l'Antsingy. De même, dans la vallée de la Haute-Soahanina, des lambeaux gréseux se rencontrent sur les calcaires et les marnes du Jurassique supérieur. Enfin, au Nord de Dokolahy, les grès reposent directement sur les calcaires de l'Antsingy et cette disposition se poursuit jusqu'au Ranobe. Au-delà, le niveau de calcaire qui séparait les formations arénacées du Trias et du Crétacé étant discontinu et réduit à des lambeaux isolés, ces deux formations viennent en contact direct. Il est probable que cette disposition est due, le plus souvent, à la transgression crétacée sur le Trias; cependant il est possible, en certains points, que la constitution d'un « karst sous-jacent », sous la couverture de grès crétacés, ait conduit à la disparition presque complète d'un horizon calcaire qui existait lors du dépôt de cette couverture.

À l'Ouest de la falaise, les grès s'étendent en un plateau dans lequel les rivières ont creusé de profondes vallées qui atteignent souvent les marnes à *Duvalia* sous-jacentes. C'est ainsi que les marnes à *Duvalia* affleurent dans le fond de la vallée de la Soahanina et de ses affluents aux environs du poste d'Antsalova.

Ces grès m'ont paru ne contenir aucune trace d'organismes autre que des fragments de bois silicifiés; ceux-ci sont d'ailleurs rares, je n'en ai recueilli personnellement qu'au NE de Masiaposa; mais leur mauvais état de fossilisation ne m'a pas permis de m'assurer si ce sont des troncs de Myrtacées comme ceux décrits par Fliche du Sud du lac Kinkony.

2° Les grès et marnes intermédiaires.

Au Sud d'Antsalova, et surtout à partir d'Andimaka, cet horizon moyen affleure suivant une zone déprimée assez large, vers laquelle s'abaissent les plateaux gréseux qui viennent d'être décrits, tandis que les grès supérieurs constituent une falaise qui se dresse à l'Ouest. C'est aux abords du Manambolo, dans la région d'Ampoza, que ces niveaux présentent le plus grand développement. Ils sont constitués par des grès grossiers verdâtres, glauconieux, à désagrégation sphérique fréquente; il s'y intercale des couches de marnes ou d'argilites et même, au Nord d'Ampoza, un niveau important de calcaire gréseux et glauconieux. A

2 km. environ au NW d'Ampoza, ces calcaires forment un petit mamelon qui constitue un gîte fossilifère intéressant ; j'y ai recueilli :

Inoceramus labiatus SCHL.

Inoceramus sp.

Desmoceras (*Uhligella*) cf. *planulatus* Sow.

Cette Ammonite très abondante atteint des dimensions considérables, jusqu'à plus de 40 cm. de diamètre. Il est difficile de préciser l'âge de cette faune : *Inoceramus labiatus* est du Turonien d'Europe ; quant à *Desmoceras planulatus*, c'est une forme qui a persisté depuis l'Albien jusqu'au Turonien, elle est surtout fréquente dans l'Ootatoor Group de l'Inde. Dans ces conditions, et jusqu'à ce qu'une faune plus riche vienne nous éclairer d'une manière plus complète, je pense qu'il faut rapporter au Cénomanién ou tout au plus au Turonien les calcaires gréseux d'Ampoza.

Ces affleurements de calcaires gréseux et glauconieux ne se retrouvent plus au Nord ; seuls les grès verts et les marnes représentent l'horizon intermédiaire. Entre Ampoza et Beraketa, les grès à désagrégation sphérique forment une falaise haute de près de 30 m. qui borde au Nord la vallée de la Mojamoha (Motsama). Plus loin encore vers le Nord, les intercalations marneuses prennent plus d'importance ; l'affleurement de l'horizon intermédiaire contourne Beraketa par l'Ouest, puis se poursuit jusqu'à Andimaka en passant légèrement à l'Ouest de Betainosy, Masiaposa et Ankiliromitra. Près de Masiaposa, un niveau de grès très grossier, glauconieux et renfermant de nombreux fragments de roche éruptive très altérée (andésite ou basalte), contient une faune dans laquelle j'ai pu déterminer :

Neithea quinquecostata Sow.

Acanthoceras (*Chelonicer*) cf. *Gottschei* KILIAN.

Au Nord d'Andimaka, dans la vallée de l'Andimaka, les mêmes formations affleurent sous les grès supérieurs qui constituent les plateaux environnants ; les marnes jaunâtres ou bleuâtres dominant, mais il s'y intercale encore des bancs épais de grès grossiers glauconieux dans lesquels M. Schnaebelé a recueilli une faune de laquelle j'ai pu déterminer les espèces suivantes :

Ostrea sp.

Neithea quinquecostata Sow.

Neithea phaseola D'ORB.

Lima sp.

Stoliczkaia cf. *Grandidieri* BOULE, LEM.
et THEV.

L'examen en lame mince de préparations de ce grès montre qu'il renferme, comme celui de Masiaposa, des fragments abondants de roches volcaniques altérées.

Les deux espèces de *Neithea* sont du Cénomanién d'Europe et de l'Ootatoor Group de l'Inde ; quant à l'Ammonite, c'est une forme de passage des *Parahoplites* aux *Acanthoceras* qui rappelle beaucoup l'espèce décrite par MM. Boule, Lemoine et Thévenin dans le Cénomanién du Nord de Madagascar, par contre *Chelonicer* *Gottschei* est une forme aptienne du Zuzuland. Cette faune doit être considérée comme cénomaniénne ou albienne. Il est vraisemblable, en effet, que les horizons marno-gréseux ou marno-calcaires intercalés entre les deux horizons gréseux dans le Bassin de Sitampiky et dans l'aire d'ennoyage de Maintirano sont contemporains : or, j'ai été conduit à admettre un âge albien pour le premier étudié.

Au delà d'Antsalova, il m'a paru difficile de préciser la position de l'horizon intermédiaire ; en effet, les marnes qui affleurent à l'Est du poste, dans les vallées de la Soahanina et de ses affluents, me paraissent devoir être rapportées aux marnes à *Duvalia* du Néocomien, car j'y ai recueilli des Bélemnites voisines de *Belemnopsis subfusiformis* dans la vallée de la Tsihinana, entre Antsalova et Anjiabc. Un peu plus au Nord seulement, à l'Ouest de Soatana-Bepca, une dépression occupée par des marnes et des argilites panachées correspond peut-être à la zone intermédiaire.

3° Grès supérieurs.

La région déprimée où affleurent les marnes et les grès qui viennent d'être décrits est bordée à l'Ouest par une falaise gréseuse qui limite un plateau arénacé couronné par une épaisse formation éruptive. Cette disposition rappelle encore d'une manière frappante celle qui existe dans le bassin de Sitampiky.

Ces grès supérieurs sont généralement fins, mal cimentés, rougeâtres, en somme comparables en tous points aux grès inférieurs; toutefois, on y observe fréquemment des intercalations de marnes et d'argilites panachées en couches peu épaisses et le plus souvent lenticulaires. En certains points, notamment à l'Ouest d'Antsalova, des bancs de véritables poudingues se rencontrent dans cet horizon. Ainsi que je l'ai indiqué pour les formations équivalentes de la région de Sitampiky, il est probable que la coloration rouge, intense en certains points, est due à un enrichissement en fer par les eaux d'infiltration ayant traversé la couverture basaltique qui recouvre les grès.

4° La série gréseuse compréhensive.

Au Nord d'Antsalova, dans la zone gréseuse où les trois termes du complexe marno-gréseux ne peuvent plus être nettement distingués, la grande analogie de faciès qui existe entre les grès inférieurs et les grès supérieurs ne permet pas de se rendre compte avec certitude si l'on doit attribuer à l'un ou l'autre de ces horizons ou à la réunion des deux, les affleurements arénacés compris entre les marnes à *Duvalia* et les formations basaltiques. Les intercalations d'argilites panachées s'y rencontrent encore, principalement vers le sommet du complexe; par contre, j'ai observé la présence de conglomérats à petits galets de quartz blanc dans la partie inférieure de ce complexe, entre Bevitika et Anjiabe. Les lambeaux de couverture de sables blancs sont également fréquents (Ouest de Soatana-Bepea).

Plus loin vers le Nord, le complexe marno-gréseux ne comporte plus qu'un niveau de grès surmonté par les basaltes, directement transgressif sur les calcaires bathoniens, ainsi que je l'ai déjà indiqué, et qui se réduit progressivement à mesure qu'on se rapproche du Manambao. Au Sud de ce fleuve, près de Bepia, la largeur de l'affleurement des plateaux gréseux ne dépasse guère 1 km.; les couvertures de sables blancs s'y rencontrent fréquemment, notamment près d'Anjia et d'Ambakaka.

Entre le Manambao et le Ranobe, un niveau gréseux peu épais sépare seulement les formations éruptives des calcaires bathoniens, ce niveau peut même manquer en certains points. Il en est de même au Nord du Ranobe, mais l'allure sporadique des affleurements calcaires amène alors les grès crétacés en contact direct des grès du Trias et il est souvent impossible de préciser leurs limites respectives.

A partir de la Bemarivo, en continuant à remonter vers le Nord, le complexe gréseux reprend de l'importance; toutefois, au Nord de la Manangoza, il est difficile de délimiter cette formation des sables et grès postérieurs aux venues éruptives et qui recouvrent complètement ces dernières entre Besalampy et le Lac d'Ampary.

A l'Ouest des plateaux basaltiques, les grès du Crétacé moyen réapparaissent largement entre la Demoka et le Manambao. C'est dans cet affleurement, entre le Mahagomba (ou Mangomba) et le Manambao, que les marnes néocomiennes viennent crever en une double fenêtre, à la faveur d'un anticlinal, ainsi que nous l'avons vu précédemment (p. 135). Le faciès de ces grès ne diffère guère de celui des affleurements décrits à l'Est des plateaux basaltiques; on peut observer seulement une consistance moyenne plus grande, certains bancs sont bien cimentés, de plus les intercalations marneuses sont rares. Sur le bord oriental du dôme nord (NE d'Andrafiavelo), les grès durs passent parfois à de véritables conglomérats.

Ce sont certainement ces mêmes grès qui surmontent les fenêtres marneuses sur leur bord occidental, il suffit pour en avoir la certitude d'examiner la gorge de l'Ambahibe

correspondant à l'ensellement qui sépare les deux dômes : en ce point la continuité des bancs de grès de part et d'autre de la vallée est indiscutable. Sur le bord oriental des deux fenêtres, les couches plongent vers l'Est avec un pendage pouvant dépasser 5° sous les formations basaltiques ; sur le bord occidental de la fenêtre sud, les grès du Crétacé moyen constituent seulement un mince liseré qui sépare les marnes à *Duvalia* de marnes et calcaires marneux blancs où j'ai seulement récolté des débris d'Inocérames et que je crois pouvoir rapporter au Sénonien. Plus au Nord, il est possible que des formations arénacées tertiaires recouvrent en partie les grès crétacés.

Au Nord du Manambao, les grès qui dominent la rive droite présentent quelque analogie avec les grès crétacés ; ils renferment des zones bien cimentées qui, après érosion des masses plus tendres, forment des rochers isolés parsemant la surface des plateaux. La superposition de ces grès aux formations éruptives du Bas-Manambao m'a conduit cependant à les considérer comme postérieurs aux venues basaltiques et à les rapporter au Tertiaire. A l'Ouest de l'Andranovorikolo, M. Dumas indique (89) que les grès sont recouverts par les tufs ; cependant, dans la vallée de la Tsaropitsa, au Nord du Ranobe, j'ai de nouveau constaté la superposition des grès aux tufs. Il est possible, dans ces conditions, que l'anticlinal d'Andrafiavelo se prolonge bien au Nord au Manambao, mais une couverture plus récente ne laisse apercevoir que très rarement des affleurements de grès crétacés.

Je n'ai rencontré aucun fossile dans ces grès ; cependant, c'est certainement dans des intercalations marneuses de cet horizon que Baron et Mouneyres ont découvert, à deux heures de marche au Nord de Bemena, sur la rive gauche du Manambao, quelques fossiles parmi lesquels M. H. DOUVILLÉ a déterminé (81) :

Turrilites Mayori D'ORB., *Neithea quadrivostata* SOW., *Hemiaster Phrynus* DESOR.

Cette faune, ainsi que l'indique M. Douvillé, est nettement albienne et il est vraisemblable que le niveau d'où proviennent ces fossiles n'est autre que l'équivalent de l'horizon intermédiaire albien-cénomaniens du Sud d'Antsalova ; malheureusement, de même que pour les fossiles du Jurassique supérieur récoltés par Baron et Mouneyres dans la même région, il n'est pas possible de déterminer avec précision l'emplacement de ce gisement.

Conclusions stratigraphiques.

L'ensemble des formations crétacées qui viennent d'être étudiées dans l'aire d'ennoyage de Maintirano comporte donc deux niveaux datés avec quelque précision :

1° Les marnes à *Duvalia* à la base, qui sont certainement néocomiennes et peut-être valanginiennes.

2° L'horizon moyen du complexe grés-marneux qui appartient à l'Albien supérieur ou au Cénomaniens ; exceptionnellement, près du Manambolo, le sommet de cet horizon semble dater du Turonien.

De l'âge de ces niveaux repères, on peut conclure que les grès inférieurs sont vraisemblablement barrémiens-apliens et que les grès supérieurs sont au moins cénomaniens et même peut-être en partie turoniens (nous verrons par la suite les raisons pour lesquelles ils ne peuvent pas être plus récents).

Les marnes néocomiennes sont transgressives sur les formations antérieures et le complexe grés-marneux qui est lui-même beaucoup plus largement transgressif vient reposer jusque sur le Trias, ainsi que MM. LÉON BERTRAND et L. JOLAUD (31) l'avaient déjà fait observer.

Tout cet ensemble plonge généralement vers l'Ouest, abstraction faite des régions anticlinales d'Anjiabe et d'Andrafiavelo, avec un pendage moyen de 2° environ. L'épaisseur maximum de la série se rencontre au voisinage du Manambolo où elle peut atteindre près de

200 m., mais c'est à hauteur d'Antsalova que les marnes à *Duvalia* présentent leur plus grande puissance. A partir de ce point vers le Nord, l'épaisseur de la série se réduit progressivement et devient presque nulle à la traversée du Ranobe, puis elle croît à nouveau entre la Bemarivo et le Sambao.

III. AIRE ANTICLINALE DU CAP SAINT-ANDRÉ

Dans les deux paragraphes précédents, j'ai montré que des grès du Crétacé moyen, dont l'âge exact ne peut pas être précisé, s'étendent à faible distance des côtes en deux bandes parallèles au rivage, de part et d'autre du Cap Saint-André et jusqu'à faible distance de ce Cap. Il me paraît assez vraisemblable, bien que je n'aie pas exploré cette région, que ces deux bandes se réunissent aux abords de Bokarano.

En dehors de ces affleurements crétacés qui ont été décrits précédemment, il existe dans la partie centrale de l'Ambongo sud d'importants affleurements de grès généralement attribués au Crétacé et constituant une partie notable des plateaux de la Haute Manangoza et du Moyen Sambao. Ces plateaux ayant été définis dans l'Aperçu Géographique (p. 29), je me bornerai à rappeler ici qu'ils comportent deux parties : le plateau de la Haute Manangoza et le plateau de Betandroka ou du Moyen Sambao, réunis par un pédicelle étroit correspondant au parallèle de Tsibidy.

Les grès affleurent généralement sur le pourtour de ces plateaux, encadrant les formations éruptives qui en occupent les parties centrales. Les bords des plateaux sont ainsi formés le plus souvent par une falaise gréseuse qui domine la plaine triasique ; parfois, des lambeaux lenticulaires de calcaires jurassiques, signalés antérieurement (p. 106), affleurent dans le contact Trias-Crétacé.

Le plateau de la Haute-Manangoza est ainsi bordé par les affleurements gréseux de Tsibidy, Bepea et Kifio à l'Ouest, de Mahafoka au Sud et d'Ambaravarana à l'Est. Le plateau du Moyen Sambao est de même entouré par une zone gréseuse comprenant les affleurements du Lac d'Ampary et d'Ambakoa à l'Ouest, de Kipatso à l'Est et de la Sahondra au Nord ; toutefois, entre ces deux derniers, les massifs de l'Ambohitrosy et de l'Anbatomainty débordent largement vers l'Est.

Ces grès, généralement grossiers, présentent deux faciès bien distincts : tantôt ils sont ferrugineux avec des blocs de grande taille formés de zones concentriques cimentées par de la limonite (falaise entre la Tsibidy et le plateau d'Antevabe) ; tantôt ils sont blancs, parfois même d'une blancheur éclatante et exceptionnellement un peu glauconieux (Nord de l'Ambatomirahavavy). Seuls ces derniers donnent les remarquables formes d'érosion signalées pour la première fois par M. GAUTIER (103 et 104) ; ces amas de rochers ruiniformes sont particulièrement imposants dans la vallée de la Tsibidy (Pl. II, fig. 11), dans le plateau de Kipatso (Pl. II, fig. 10) et près de Tsarafahy. En d'autres points, les grès n'ont plus aucune cohésion et passent à des sables blancs qui rappellent ceux cités près de Sitampiky et près d'Antsalova, mais leur grain est plus gros.

Dans la région de Tsarafahy, au Nord du Kipatso et sur la rive droite de la Sahondra, au Nord de l'Ambohitrosy, les grès présentent un type intermédiaire entre les deux faciès qui viennent d'être décrits, ils sont légèrement ferrugineux et ont des formes d'érosion très escarpées.

Les deux faciès de grès ne semblent pas correspondre à deux niveaux stratigraphiques définis ; leurs positions relatives sont en effet très variables. Je pense que la circulation dans

les sables, peu ou pas cimentés, d'eaux chargées d'oxyde de fer provenant de formations éruptives postérieures, suffit pour expliquer l'enrichissement en limonite de ces grès.

L'âge de ces formations est difficile à établir avec précision, aucun fossile n'y ayant jamais été recueilli. Il existe seulement un repère inférieur et encore quelque peu imprécis, ce sont les lambeaux de calcaire jurassique. Si l'on admet un âge liasique pour ces calcaires comme quelques auteurs l'ont fait, on pourrait attribuer aux grès un âge bajocien et les rapporter au niveau arénacé signalé dans la région du Tsiafakanitra (bord de l'Ikavo). Je ne pense pas qu'il y ait lieu de s'arrêter à cette hypothèse, car je considère l'âge bathonien des calcaires comme très probable; il s'ensuit que les grès sont vraisemblablement équivalents, malgré quelques différences de faciès, des grès du Crétacé moyen de Sitampiky et d'Antsalova.

Leurs relations avec les formations éruptives voisines sont toutefois peu nettes et aucune hypothèse n'a été faite sur ce point jusqu'ici, si ce n'est dans une note que j'ai publiée antérieurement à ma dernière mission (10). Me basant principalement sur l'existence d'une brèche éruptive à la base des grès crétacés, à l'Ouest de la forêt d'Ambakoa, entre Maromena et Kiranomena, j'avais admis alors que les manifestations éruptives étaient antérieures aux dépôts arénacés ou tout au plus contemporaines. Les nombreuses observations que j'ai pu faire depuis m'ont conduit à abandonner cette conception, au moins en ce qui concerne la masse principale des formations éruptives, pour les raisons suivantes :

1° Presque constamment, les grès crétacés séparent les formations éruptives des affleurements plus anciens.

2° En plusieurs points, les grès crétacés s'ennoient nettement sous les formations éruptives; c'est le cas dans la vallée de l'Anombifotsy, au SE de Tsibidy, au Sud de Bekiria (fig. 18) et à l'Est de Tsarafahy, d'après GIRAUD (107).

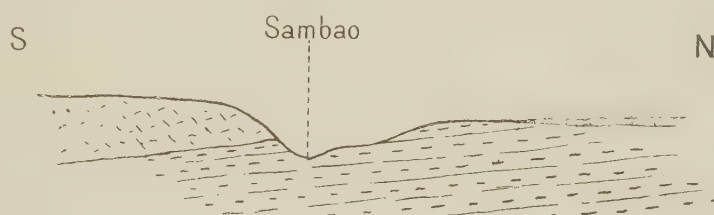


Fig. 18. — Coupe de la vallée de Sambao à l'Ouest de Bekiria.

Grès mésocrétacés recouverts par des arènes provenant de la décomposition des basaltes doléritiques.

3° En d'autres points le contact des formations arénacées et éruptives présente une disposition moins nette : à l'Ouest du Lac d'Ampary, au Nord de l'Ambohitrosy (vallée de Betanomby), à l'Ouest de Tsarafahy et à l'Ouest du Kipatso, la *surface de contact est très redressée, parfois même presque verticale*. On peut toutefois interpréter cette manière d'être par l'existence d'une phase d'érosion importante pendant une émergence postérieure à la sédimentation arénacée et antérieure à la phase éruptive; les parois subverticales gréseuses seraient alors d'anciennes falaises.

4° Il existe quelques intrusions éruptives, très rares il est vrai, dans les grès : MOUNEYRES et BARON, puis GIRAUD (3^e, p. 11 et 107) ont signalé des filons de basalte ou d'andésite dans des grès du lit du Sambao, à l'Est de Tsarafahy (probablement dans les grès crétacés qui bordent l'Ambohitrosy du côté sud); M. DUMAS a cité un filon de rhyolite dans les grès crétacés aux abords de la Mahafoka (89); enfin M. DECARY (74) a indiqué des intrusions de trachyte et d'andésite dans les grès crétacés de l'Andolosary.

Malgré la rareté des intrusions éruptives dans les grès crétacés et l'existence de la brèche citée plus haut, il paraît indiscutable, étant donné les arguments qui viennent d'être exposés, que les formations éruptives sont postérieures aux grès; il a dû toutefois y avoir une phase

préliminaire comparable à celle qui a eu lieu dans la région d'Antsalova (p. 155) et de nature à expliquer la présence d'une brèche éruptive à la base des grès crétacés. Il est remarquable toutefois que les grès ne m'ont jamais présenté, en lame mince, le moindre fragment de roche volcanique.

Cette position des grès entre les calcaires bathoniens et les formations éruptives permet de les considérer comme équivalents des grès du Crétacé inférieur et moyen (Hauterivien-Cénomaniens) étudiés précédemment. Il serait important de pouvoir observer les relations de ces deux horizons, mais il m'a paru qu'en aucun point, sauf peut-être au SE de Besalampy, la bande de grès qui contourne l'Anticlinal du Cap Saint-André ne se relie aux plateaux gréseux de l'Ambongo Sud.

En dehors de ces plateaux, je ne connais que deux lambeaux de l'ancienne couverture crétacée qui a dû recouvrir la plus grande partie de l'aire anticlinale du Cap Saint-André : 1° l'Ankavitra W, au Nord du Ranobe, qui est une butte témoin des plateaux de la Haute Manangoza; 2° un lambeau de grès ferrugineux et glauconieux affleurant au centre de la cuvette d'Antanandava (p. 71), et qui est couronné lui-même par une venue de labradorite augitique à structure intersertale.

RÉSUMÉ STRATIGRAPHIQUE ET CONCLUSIONS

Il résulte de l'étude qui précède que la partie inférieure du Crétacé ne présente vraisemblablement pas de lacunes stratigraphiques importantes, aussi bien dans la partie nord du Bassin de Sitampiky que dans la partie sud de l'aire d'ennoyage de Maintirano.

L'ensemble constitué par l'Eocrétacé et le Mésocrétacé est fortement transgressif dans ces deux régions, de part et d'autre de l'aire anticlinale du Cap Saint-André, sur les formations sédimentaires antérieures, jurassiques et même parfois triasiques.

Le Néocomien, comportant le Valanginien et probablement aussi l'Hauterivien, est représenté dans le bassin sud par des marnes à *Duvalia polygonalis* et *Duvalia dilatata* et dans le bassin nord par des marnes à *Duvalia dilatata*, des grès glauconieux et des calcaires oolithiques ferrugineux à *Neocomites neocomiensis*. Ces formations sont déjà transgressives, surtout au Sud, mais beaucoup moins que le complexe marno-gréseux qui leur est superposé.

Cet épais complexe gréso-marneux semble correspondre, aussi bien au Nord qu'au Sud de l'anticlinal du Cap Saint-André, à un ensemble stratigraphique s'étendant du Barrémien au Cénomaniens, peut-être même jusqu'au Turonien inclus. Toutefois, seuls les horizons moyens de cette série sont fossilifères et peuvent être datés avec quelque précision; ce sont des marnes, des grès et des calcaires glauconieux qui contrastent par leur faciès avec les épaisses masses gréseuses constituant à la fois le sommet et la base de la série. Ces niveaux moyens renferment *Parahoplites Deshayesi* à la base et *Douvilleiceras mamillare*, *Latidorsella diphylloides* et *Desmoceras Beudanti* au sommet, dans le Bassin de Sitampiky; ils comprennent donc l'Aptien et l'Albien. Dans l'aire d'ennoyage de Maintirano, ils contiennent *Desmoceras (Uhligella) cf. planulatus*, *Stoliczkaia cf. Grandidieri* et *Turrilites Mayori* et doivent en conséquence être rapportés à l'Albien ou au Cénomaniens. Il est d'ailleurs probable que ces niveaux moyens, correspondant à une période de sédimentation franchement marine entre deux périodes de sédimentation fluvio-marine, sont sensiblement contemporains de part et d'autre de l'anticlinal du Cap Saint-André.

Aux abords même de cette aire anticlinale, il est plus difficile de préciser l'âge de la formation gréseuse qui prolonge les complexes grés-marneux des deux bassins de sédimentation. Il en est de même de l'important lambeau de couverture qui constitue en partie les plateaux de l'Ambongo Sud. Ces affleurements qui correspondent à l'avancée maximum des mers crétacées, sont d'âge crétacé moyen; mais, en l'absence de toute faune, il n'est pas possible de préciser davantage. Cette transgression a certainement recouvert la plus grande partie de l'aire sédimentaire de la côte occidentale de Madagascar dans la région étudiée ici, y compris les dômes cristallins de l'Ambongo; le petit lambeau d'Antanandavaen est une preuve indiscutable. Ainsi que l'ont fait remarquer MM. Léon BERTRAND et L. JOLEAUD, qui les premiers ont insisté sur l'importance de cette transgression (30), il est possible que d'autres lambeaux de grès crétacés existent à la surface des grès de Trias; mais en l'absence de niveaux calcaires jurassiques intercalés, il est difficile de les mettre en évidence par la seule différence des faciès. Je dois cependant faire observer ici qu'à la surface des plateaux calcaires de l'Ankara, de l'Ikavo et du Bemahara, je n'ai observé des lambeaux de grès crétacés que sur le bord opposé au massif central cristallin; partout ailleurs on ne rencontre que des affleurements latéritiques à l'exclusion de grès ou de sables.

Une phase d'érosion importante a précédé le dépôt des sables du Crétacé moyen dans les régions avoisinant l'anticlinal du Cap Saint-André où le Crétacé inférieur est absent; l'allure découpée des calcaires bathoniens ne pourrait pas s'expliquer par la seule existence d'un karst sous-jacent et dans la région d'Ambakaka et de Bepia, au Sud du Manambao, les relations des calcaires et des grès, telles qu'elles ont été décrites antérieurement (p. 105), sont l'indice d'une émergence et d'une érosion considérable entre l'époque bathonienne et le Crétacé moyen.

Il ne semble pas, par contre, que la phase orogénique signalée par MM. Léon BERTRAND et L. JOLEAUD (30) et antérieure au dépôt du Crétacé moyen ait eu une grande intensité; elle ne peut être mise en évidence, en effet, que par la différence des pendages du Jurassique et du Crétacé; or, si cette différence paraît être assez générale, elle est très faible, de l'ordre de 1° au maximum. Par contre, la plupart des plis affectant le Jurassique affectent également le Crétacé moyen (Anjiabe, Andrafiavelo) et, de plus, l'absence de dépôts du Jurassique moyen et supérieur et du Crétacé inférieur, sur l'aire anticlinale du Cap Saint-André, semble due plutôt à l'allure régressive de ces couches qu'à une surrection importante de l'anticlinal.

CORRÉLATIONS AVEC LES RÉGIONS VOISINES

1° Madagascar.

Côte Nord-Ouest.

Les formations du Crétacé inférieur et moyen, qui viennent d'être étudiées au Sud de la Betsiboka, semblent se prolonger sans changement de faciès important au Nord de ce fleuve.

L'Ankarafansika, vaste plateau arénacé qui se termine à l'Est par une falaise abrupte, rappelle les plateaux de grès du Crétacé inférieur de la région de Sitampiky. Au pied de cette falaise, à Ankarobato, NEWTON (160) a signalé, d'après les récoltes de Baron, *Duvalia*

polygonalis BLAINV. dans des marnes qui sont probablement l'équivalent de celles de Soromaray et qui représentent le Valanginien; je n'ai toutefois jamais rencontré *Duvalia polygonalis* dans le Bassin de Sitampiky. L'Ankarafansika est certainement crétacé inférieur et moyen, mais les niveaux fossilifères de l'Albien n'y ont pas été signalés.

Ces diverses formations se poursuivent vers le Nord; THÉVENIN (183) a signalé, d'après Colcanap, *Neocomites neocomiensis* D'ORB., à Ankaramibe, au Sud d'Analalava (il ne m'a pas été possible de retrouver la position de cette localité) et une faune albienne à *Douvilleiceras mamillare* SCHL. et *Desmoceras* cf. *Dupini* D'ORB. provenant de collines qui s'étendent au Sud de la Loza, depuis le « Ballon Loza » jusqu'à Manasamody, probablement entre les marnes où les grès néocomiens et les basaltes qui bordent la côte.

Au Nord de la Loza et d'Analalava, la disposition est toujours la même et rappelle celle qui a été décrite à la fois dans le Bassin de Sitampiky et dans la région d'Antsalova; d'après M. P. LEMOINE et THÉVENIN (140, 183), le Jurassique supérieur d'Andranosamonta est recouvert par des argiles bleues à *Duvalia dilatata* RASP., *Duvalia silesiaca* UHLIG, *Holcostephanus* cf. *Astierianus* D'ORB. (Port-Radama) qui prolongent les affleurements valanginiens signalés plus au Sud. Ces marnes sont surmontées par des grès dont la partie supérieure, formée de grès verts, contient une faune albienne ou vraconienne: *Phylloceras Velledæ* MICH., *Lytoceras Sacya* FORBES, *Desmoceras planulatum* SOW. et *D. Beudanti* BRONG. Ce niveau est certainement l'homologue de l'horizon albien du Bassin de Sitampiky et de l'aire d'ennoyage de Maintirano: les faunes sont presque identiques. D'autre part, entre la Loza et la baie Ramanetaka, des formations basaltiques recouvrent ces niveaux crétacés. Cette disposition peut faire penser que, ici comme dans le Boeni ou le Menabe, les basaltes sont d'âge turonien. L'Albien et le Néocomien se rencontrent encore au Nord de Port-Radama, dans la presqu'île d'Ankarafa.

Il faut aller ensuite jusque dans l'extrême Nord de Madagascar pour retrouver des affleurements du Crétacé inférieur et moyen. Ces formations semblent constituer la majeure partie du socle de la Montagne d'Ambre. Le Néocomien n'est visible que sur la rive gauche du Rodo, sur la côte orientale (argiles bleues à *Duvalia dilatata*) et en plusieurs points de la côte occidentale. Mais ici, il semble y avoir un ensemble compréhensif, car M. P. LEMOINE (140) y signale, dans des marnes à concrétions ferrugineuses: *Hoplites Andraei* KILIAN du Tithonique (Ampombiantombo), *Duvalia dilatata* de l'Hautérivien (Ampampam) et *Parahoplites Deshayesi* de l'Aptien (Ankazomalemy). Le Vraconnien est représenté au Mont Raynaud par des marnes à *Phylloceras Velledæ* MICH., *Desmoceras planulatum* SOW., *Schlenbachia inflata* SOW. Au-dessus se rencontrent des marnes bleues cénomaniennes à *Acanthoceras subvicinale* BOULE, LEM., THÉV. et *Douvilleiceras Mantelli* SOW.

Côte Sud-Ouest.

Au Sud du Manambolo, les marnes à *Duvalia* semblent se poursuivre en bordure de l'Antsingy, mais aucune indication précise n'a encore été donnée sur la prolongation du complexe grés-marneux d'Antsalova. Tous les fossiles recueillis par le capitaine Condamy et déterminés par M. BOULE et THÉVENIN (52) appartiennent en effet au Crétacé supérieur.

Au Sud de la Tsiribihina, la succession stratigraphique, bien que mal connue encore (GIRAUD, 107), paraît être la même que celle rencontrée au Nord du Manambolo. Sur des marnes du Jurassique supérieur reposent des calcaires gréseux gris bleuâtre et des grès ferrugineux avec banc de calcaire jaune (entre Begidro et Berevo) qui représentent probablement l'Infracrétacé. Ces formations sont surmontées (entre Berevo et Antsoa) par des sables et des grès ferrugineux dans lesquels M. Gautier a recueilli des fossiles qui ne semblent pas avoir été déterminés; toutefois, ce niveau étant recouvert à l'Ouest d'Antsoa par des coulées basaltiques, il est probable qu'il correspond au Mésocrétacé et sa faune se montrera vraisemblablement albienne.

Ces formations se poursuivent vers le Sud sans changements de faciès appréciables,

semble-t-il, mais elles sont mal connues. A hauteur de Morondava, le Crétacé moyen constitue une falaise bordant le plateau de Tsiandava; on y a recueilli dans des intercalations calcaires : *Desmoceras planulatum* Sow. et *Turrilites Mayori* D'ORB. C'est encore de l'Albien.

Plus loin encore, vers le Sud, dans la région de l'Onilahy, la série stratigraphique se prolonge avec des caractères peu différents, d'après les études de COLCANAP (62) et les déterminations paléontologiques de Mlle BASSE (19, 20, 21 bis), le Néocomien est représenté par des argiles vertes à *Hoplites Leopoldinus* D'ORB., *Gaudryceras lepidum* D'ORB. et *Duvalia* cf. *lata* BLAINV., du ravin de Ranomasy; il est probable qu'il constitue une bande d'affleurement continue à l'Est des vallées de la Sakondry et de la Menarandroy jusqu'au Sud de Betioky. M. H. Douvillé a cité *Trigonia longa* Ag. de la Haute-Fiherenga. A l'Ouest affleurent les grès crétacés verts (Sakondry, Cirque d'Ehora, Menarandroy supérieure) dont la base est d'âge Cénomanién, avec : *Protocardium hillanum* Sow., *Neithea quinquecostata* Sow., *Douvilleiceras mamillare* SCHLOT., *Acanthoceras Newboldi* KOSSM., *Ac. rotomagense* DEFR. Toutefois, ce n'est que localement que ces formations sont recouvertes par des basaltes; généralement, la série gréseuse se prolonge sans discontinuité jusqu'au Campanien.

*
* *

Sur toute la longueur de la zone sédimentaire occidentale de Madagascar, les formations du Crétacé inférieur et moyen présentent donc des caractères très constants. Le Néocomien est presque toujours marneux, riche en Bélemnites; il est souvent nettement transgressif jusque sur le Bathonien (Sud de la Montagne d'Ambre, Dokolahy, Manombolo). Les termes les plus élevés du Crétacé inférieur et le Crétacé moyen sont, par contre, très généralement gréseux avec seulement quelques intercalations marneuses ou calcaires. En beaucoup de points, mais surtout dans la région du Cap Saint-André, cet ensemble détritique correspond à la transgression la plus importante du Secondaire après celle du Bathonien. Pendant toute cette période éo-et mésocrétacée, le géosynclinal de Mozambique continuait à s'enfoncer progressivement, mais à aucun moment les mers n'ont été très profondes, même pendant le Néocomien, malgré la présence de *Phylloceras* en quelques points.

2° Côte orientale d'Afrique.

Sur la rive du géosynclinal de Mozambique opposée à Madagascar, la transgression néocomienne s'est étendue beaucoup plus loin que les transgressions jurassiques : les formations marines des Uitenhage Series ou Sunday's River Beds s'observent en effet dans l'extrême Sud de la côte orientale d'Afrique, près de Port-Elisabeth et d'Algoa Bay. Leur âge longtemps discuté a été définitivement établi par KITCHIN (A. 19). Ce sont surtout des marnes et des argiles avec zones gréseuses ou calcaires. Leur faune semble indiquer un âge valanginien supérieur et Hauterivien inférieur, donc équivalent de celui des marnes à *Duvalia* de la région médiane du Pays Sakalave; mais les espèces recueillies sont en général assez différentes : *Astarte Herzogi* GOLDF., *Trigonia Herzogi* GOLDF., *Tr. Tatei* NEUM., *Holostephanus Atherstoni* SHARPE, *Bochiannites glaber* KITCH., *Hoplites subanceps* TATE, *Belemnites africanus* TATE. Les *Duvalia* n'y ont jamais été signalées et quelques rares espèces seulement sont communes à ces formations africaines et à celles de Madagascar : *Cucullea Kraussi* TATE, *Exogyra imbricata* KRAUSS, *Phylloceras Rogersi* KITCH.

La transgression mésocrétacée ne semble pas s'être fait sentir dans cette région où il n'en subsiste aucun témoin. Dans le Pondoland, les Umgazana Beds doivent encore être rapportés au Néocomien. Plus au Nord, par contre, le Néocomien semble entièrement

masqué par une couverture d'Aptien et d'Albien-Cénomaniens transgressifs, jusque dans l'ex-Afrique Orientale Allemande.

C'est seulement dans l'extrême Nord du Zuzuland et dans le Sud du Zambèze (Delagoa Bay), à l'Est des Monts Lebombo, que l'Aptien a été reconnu et ses affleurements sont presque toujours recouverts par des dépôts tertiaires ou quaternaires. Il renferme, d'après KILIAN (A. 17) et KRENKEL (A. 8) : *Acanthoceras* (*Chelonicer*) *Martini* D'ORB. var. *Gottschei* KIL., *Oppelianisus* D'ORB., etc.

Ces couches sont recouvertes, dans le Zuzuland et le Mozambique, par des formations correspondant à l'Albien et au Cénomaniens et qui rappellent surtout celles du Nord de Madagascar. Près de Manuan Creek (Ouest de Saint-Lucia Lake) des grès calcaires renferment : *Neithea quadricostata* SOW., *Phylloceras Velledæ* MICH., *Puzosia* cf. *bhima* STOL., etc., à la base (Albien) et *Acanthoceras Choffati* KOSSM., *Ac. Newboldi* KOSSM., *Gaudryceras Sacya* FORBES, *Puzosia planulata* SOW., *Tetragonites Timotheanus* STOL., etc., au-dessus (Cénomaniens).

Après de Conducia (près de Mozambique), CHOFFAT (A. 2) a signalé la présence de grès calcaires renfermant : *Lytoceras Sacya* FORBES, *Puzosia latidorsata* MICH. et de très grandes Ammonites se rapportant aux genres *Puzosia* ou *Pachydiscus*, rappelant par leur taille celles d'Amboza près du Manambolo (Albien-Vraconnien-Cénomaniens).

Dans le Sud de l'ancienne Afrique Orientale Allemande, des grès marneux : la « Lindi Formation », correspondant à la partie supérieure de la Uitenhage Serie, renferment *Trigonia ventricosa* KRAUSS, *Trigonia Bornhardti* (voisine de *Tr. longa* signalée dans le Sud de Madagascar par M. Douvillé), etc. Au-dessus, et venant reposer en transgression sur le Jurassique près de la frontière du Mozambique (Makonde-Plateau), on observe des marnes à intercalations gréseuses et calcaires, renfermant : *Exogyra columba* LMK., *Neithea quinquecostata* SOW., *Orbitolina concava* Lmk. (Cénomaniens). A l'Ouest de Kilwa-Kiwindje existe un faciès calcaire à Nérinées. Ces Makonde Beds semblent avoir quelque analogie de faciès avec les grès et marnes sans fossiles qui constituent la majeure partie du Crétacé moyen dans la région du Cap Saint-André à Madagascar. L'Aptien a été signalé, mais avec quelques doutes, aux abords de Mombasa.

Il faut ensuite remonter vers le Nord jusqu'en Somalie Italienne pour retrouver des affleurements du Crétacé inférieur ou moyen. Au Nord de Mogadiscio, dans la vallée de l'Ouebi Scebeli, entre Faf et Barre et aussi dans le Pays des Gallas, affleurent des calcaires durs à *Arca Gabrielis* et *Toxaster Collegnoi*, probablement aptiens. A Sokotra, KOSSMAT a signalé une faune à affinités cénomaniennes (*Orbitolina plana* d'Arch. et de nombreux Rudistes). De même, dans la Somalie anglaise, il semble exister du Néocomien à *Exogyra Couloni*.

Dans le Pays Gallas, le Choa et l'Abyssinie, un horizon de grès blancs, jaunes ou bruns, avec intercalations d'argiles versicolores, sépare presque constamment, d'après AUBRY (A. 1) et DACQUÉ, le Jurassique de la série volcanique des Hauts-Plateaux. Ainsi qu'Aubry et M. H. Douvillé l'ont pensé, il est naturel de rapporter ces grès aux grès d'Umia de Cutch ; cependant il est probable que ces formations détritiques sont en réalité un peu plus récentes et équivalentes au complexe marno-gréseux éo-et mésocrétacé qui supporte les formations basaltiques à Madagascar. Cette même disposition se retrouve en Arabie, où des sables et des grès sans fossiles supportent les formations volcaniques des plateaux, elles-mêmes recouvertes par du Crétacé supérieur.

Plus loin encore vers le Nord, aux abords du Golfe de Suez, les dépôts crétacés débutent par du Cénomaniens qui rappelle beaucoup par sa faune celui de l'Afrique du Nord.

3° Inde

Dans l'Inde péninsulaire, il faut suivre la côte occidentale jusqu'à la presqu'île de Cutch pour rencontrer des dépôts marins du Néocomien : ce sont les grès et les marnes sableuses

de l'Umia Group; cependant, si la présence de *Trigonia ventricosa* KRAUSS et de quelques autres espèces des niveaux inférieurs, qui sont seuls marins, tend à faire rapporter ce groupe à l'Infracrétacé, par contre les Céphalopodes et surtout certains *Perisphinctes* (*P. frequens*, *P. (Virgatosphinctes) denseplicatus*) sont plutôt des formes tithoniques. Il est donc possible que seules les formations à plantes qui constituent la partie supérieure de l'Umia Group soient d'âge crétacé. Ces derniers niveaux sont recouverts par des coulées volcaniques (Dekkan Trapps) et en un seul point (Ukra Hill) de l'Aptien a été reconnu dans le contact.

Les mêmes niveaux continentaux existent à l'intérieur des terres dans le Sud de la Péninsule, ce sont les couches à plantes du Jabalpur Group. Dans cette région, la transgression marine ne s'est produite qu'au Vraconnien, amenant le dépôt de l'Utatur Group qui correspond en majeure partie au Cénomaniens; ce sont principalement des argiles et des marnes avec une riche faune à *Neithea quinquecostata*, *Phylloceras Velledæ*, *Acanthoceras rotomagense* DEFR., *Ac. Mantelli* SOW., *Schlœnbachia inflata* SOW., *Desmoceras Beudanti* BRONGN., etc., qui présente beaucoup d'analogie avec les faunes d'Europe et de Madagascar.

C'est seulement dans le Béloutchistan que se rencontrent des marnes néocomiennes (hauteriviennes pour Noetling) présentant de réelles analogies avec les marnes à *Duvalia* de Madagascar: ce sont les Belemnites Shales à: *Belemnites subfusiformis* RASP., *P. pistilliformis* RASP., *Duvalia dilatata* BLAINV., *D. lata* BLAINV., *Gryphæa Oldhami* NOETL., etc., qui reposent directement en transgression sur le Callovien.

. . .

Cet examen rapide des dépôts de l'ancien géosynclinal de Mozambique met en lumière les faits suivants:

1° Le faciès et la faune du Néocomien de Madagascar (marnes à *Duvalia*) ne se rencontrent en aucun point de la rive occidentale du géosynclinal de Mozambique, mais seulement dans le Béloutchistan, sur la rive orientale. Je ne crois pas, d'ailleurs, qu'on puisse conclure de cette constatation que les relations étaient plus faciles vers le Nord de Madagascar que vers l'Ouest; seules, des différences de conditions de sédimentation et de faciès, peut-être aussi des directions de courants marins, ont pu intervenir pour provoquer cette répartition.

2° La transgression néocomienne est très générale; elle s'observe en Afrique australe (série de Uitenhage), dans l'ancienne Afrique Orientale Allemande, en Somalie, dans la presqu'île de Cutch et dans le Béloutchistan, aussi bien qu'à Madagascar.

3° Après une interruption de la sédimentation qui ne paraît pas avoir eu lieu à Madagascar, au moins dans la région du Cap Saint-André, des dépôts en majeure partie sableux et argileux ont de nouveau recouvert en transgression les rivages du géosynclinal de Mozambique, depuis l'Aptien jusqu'au Cénomaniens, qui marque généralement l'avancée marine maximum.

Les faunes de ces formations présentent plus d'homogénéité que celles du Néocomien; comme celles de Madagascar, elles ont des affinités à la fois avec les faunes d'Europe et celles de l'Utatur Group de l'Inde.

4° En bien des points, comme à Madagascar, des formations éruptives surmontent le complexe gréso-marneux du Mésocrétacé.

COMPLÉMENTS PALÉONTOLOGIQUES

Frachiopodes.

Terebratulina Schnaebelei nov. sp.

(Pl. VIII, fig. 5, 5 a et 6).

J'ai recueilli au NE d'Andrafiavelo et M. Schnaebelei au NE d'Andjiabe, de nombreux exemplaires d'un petit Brachiopode, malheureusement déformé souvent par suite de la fragilité de son test et que je crois pouvoir considérer comme une espèce nouvelle.

La position du foramen tronquant l'extrémité du crochet de la valve ventrale et la présence de deux oreillettes de part et d'autre du crochet de la valve dorsale m'ont conduit à rapporter cette forme au genre *Terebratulina*. Par contre les côtes ne sont pas nettement dichotomes. L'ornementation est en effet constituée, sur les deux valves, par des côtes fines et nombreuses, inégales, de sorte que certaines d'entre elles sont plus accentuées, épineuses, les épines extrêmement ténues étant situées à l'intersection des stries d'accroissement; les côtes sont simples et il en naît de nouvelles dans l'intervalle des premières, sans division de celles-ci, à mesure qu'on s'éloigne du crochet. Les deux valves sont peu bombées, parfois même la valve dorsale paraît concave, mais il est possible que cette apparence soit due uniquement à une déformation mécanique du test qui est très mince. Dimensions maxima : $1,8 \times 1,5$ cm., épaisseur 0,15 cm.

Cette espèce présente quelques analogies avec *Lyra neocomiensis* D'ORB du Valanginien de Sainte-Croix, mais son crochet est beaucoup moins allongé.

Localités. Dôme nord de l'anticlinal d'Andrafiavelo. Mont Besaho au NE d'Andjiabe.

Lamellibranches.

Neithea quinquecostata SOWERBY

(Pl. IX, fig. 48 et 48a).

1814. *Pecten quinquecostatus* SOWERBY, Min. conch., p. 121, pl. LVI, fig. 48.

J'ai recueilli cette *Neithea* en abondance dans la région d'Ambarimadinga et en plusieurs autres points du Bassin de Sitampiky. On a signalé également d'autres espèces telles que *N. quadricostata* et *N. tricostata* dans ces affleurements. En réalité je ne pense pas qu'il existe plusieurs espèces, il est probable que l'ornementation irrégulière de la forme malgache a provoqué des confusions. Ici en effet, comme dans l'Utatur de l'Inde, *N. quinquecostata* présente trois côtes faibles entre les grosses côtes antérieures et quatre côtes faibles entre les grosses côtes postérieures. Les formes possédant uniformément trois ou quatre petites côtes entre les grosses sont très rares. Je pense dans ces conditions qu'il est préférable de considérer cette forme comme une variété de *N. quinquecostata*, d'autant que la faune contemporaine présente des affinités albiennes ou cénomaniennes et non turoniennes.

Albien et Céomanien de France. Utatur Group de l'Inde.

Localités. Bebakaka, Nord d'Ambarimadinga, Maverano, etc.

Céphalopodes.

Hoplites (Neocomites) neocomiensis D'ORB. var. *premolica* SAYN

(Pl. VIII, fig. 15.)

1840. *Ammonites neocomiensis* D'ORBIGNY. Paléont. Fr., Céph. Crét., p. 202, pl. LIX, fig. 8-10.

1911. *Neocomites neocomiensis* D'ORB. sp. var. *premolica* SAYN. Les Ammonites pyriteuses des marnes valanginiennes du Sud-Est de la France. *M. S. G. F., Pal.*, mém. 23, p. 30, pl. III, fig. 7-8.

L'unique échantillon que j'ai pu étudier, récolté par M. Decary, se rapporte indiscutablement à *N. neocomiensis* par son ornementation. Les dimensions de l'ombilic et la disposition plus embrassante des tours concordent avec les caractères de la variété *premolica* de Sayn.

Valanginien inférieur du SE de la France.

Localités. Oolithe ferrugineuse du ravin de l'Ankarano.

Hoplites (Neocomites) cf. *platycostatus* SAYN

» cf. *teschenensis* UHLIG

(Pl. VIII, fig. 16 et fig. 17).

Deux autres échantillons d'*Hoplites*, récoltés par M. Decary avec l'espèce précédente, s'écartent sensiblement de cette dernière par leur ornementation; cependant il y a tout lieu de croire que ce sont seulement des variétés de *Neocomites neocomiensis*.

L'une présente des côtes nettement flexueuses, moins nombreuses que celles de *N. neocomiensis*, mais aplaties du côté siphonal; elle se rapproche beaucoup par ces caractères de *N. teschenensis* UHLIG qui, pour SAYN (*loc. cit.*, p. 33), n'est qu'une forme évoluée de *N. neocomiensis*.

La seconde possède des côtes moins flexueuses encore; ses tubercules ombilicaux sont très accentués, au moins chez l'adulte, et les extrémités des côtes forment également de véritables tubercules, tranchants et alignés de part et d'autre de la région siphonale qui est presque lisse. Cette forme rappelle *Neocomites platycostatus* SAYN (*loc. cit.*, p. 33) mais son ornementation est plus régulière et par son aspect, étant donné son ombilic étroit, elle rappelle certaines *Pulchellia*. Elle diffère de *N. neocomiensiformis* HOHENEGGER par son ombilic plus étroit.

Toutes ces formes sont du Valanginien.

Localités. Oolithe ferrugineuse du ravin de l'Ankarano.

Stoliczkaia cf. *Grandidieri* BOULE, LEMOINE, THÉVENIN

(Pl. IX, fig. 19 et 19 a.)

1907. *Stoliczkaia Grandidieri* BOULE, LEMOINE et THÉVENIN. Céphalopodes crétacés des environs de Diego-Suarez. *Ann. Pal., Pal. Mad.*, t. III, p. 34, pl. VIII, fig. 8-8a.

L'ornementation de l'échantillon que je possède est exactement conforme à celle décrite pour *St. Grandidieri*, mais elle est plus accentuée que ne l'indiquent les figures. Chaque côte porte trois tubercules externes dont un siphonal. La cloison est identique à celle figurée par MM. Boule, Lemoine et Thévenin.

Cénomaniens du Mont Raynaud (province de Diego).

Localités. Grès grossiers de la série intermédiaire, au Nord d'Andimaka (communiqué par M. Schnaebelé).

Desmoceras (Uhligella) cf. Toucasi JACOB

(Pl. VIII, fig 1).

1905. *Desmoceras Toucasi* JACOB. Études sur les Ammonites du gisement de Clansayes. *B. S. G. F.*, (4), t. V, p. 403, pl. XII, fig. 4a, 4b et 5.

Je rapporte à cette espèce plusieurs échantillons qui m'ont été communiqués par M. Lambertson et dont le test nacré parfaitement conservé permet de voir tous les détails de l'ornementation. La forme et la disposition des bourrelets correspondent bien aux caractères de l'espèce décrite par M. Jacob, toutefois ces bourrelets sont moins nombreux et la non visibilité des sutures ne permet pas une diagnose certaine.

Aptien supérieur de Clansayes.

Localités. Marnes noires pyriteuses au NE d'Ambarimadinga.

Duvalia polygonalis BLAINVILLE

(Pl. VIII, fig. 7, 7a et 8).

1827. *Belemnites polygonalis* BLAINVILLE. Mém. sur les Bélemn., p. 99, pl. III, fig. 13; pl. V, fig. 18.

Il me paraît indiscutable que c'est à cette espèce qu'on doit rapporter une Bélemnite plate à section losangique qui est très abondante dans les marnes grises de la base du Crétacé dans la région d'Antsalova. Cette forme présente des variations notables, cependant ses caractères essentiels demeurent constants : léger aplatissement du rostre en arrière de la région alvéolaire, présence d'un sillon ventral seulement dans cette dernière région, section quadrangulaire présentant deux flancs ventraux plus larges que les faces dorsales. Je n'ai jamais observé de formes irrégulières comme celles qui ont été décrites et figurées par Duval Jouve et Raspail.

Valanginien du Sud de la France et de Tunisie.

Localités. Flanc nord de l'anticlinal d'Anjiabe et en général tous les affleurements des marnes grises néocomiennes de l'aire d'ennoyage de Maintirano.

Belemnites (Belemnopsis) pistilliformis BLAINVILLE

(Pl. VIII, fig. 10 et 11).

1827. *Belemnites pistilliformis* BLAINVILLE. Mém. sur les Bélemn., p. 98, pl. V, fig. 14, *pars*.

1841. *Belemnites pistilliformis* DUVAL-JOUE. Bélemn. des terrains crét. inf. des environs de Castellane, Paris, p. 72, pl. VIII, fig. 10-16.

Cette espèce est très abondante dans plusieurs gisements des marnes grises à *Duvalia* de la région d'Antsalova, mais elle est polymorphe présentant des formes terminées brusquement vers l'arrière et parfois acuminées (fig. 11) et d'autres beaucoup plus effilées (Pl. VIII, fig. 10). Ces dernières se rapprochent de *Belemnopsis subfusiformis*, mais leur sillon ventral est plus court et très rarement visible sur les rostres dont la région alvéolaire est toujours mal conservée.

Valanginien de France.

Localités. NE d'Andrafiavelo, dans les marnes à *Duvalia polygonalis*.

CHAPITRE VIII

LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR

HISTORIQUE

Le découverte du Crétacé supérieur dans la région de Majunga est ancienne, elle semble due à BARON (1) ; par contre, le prolongement de ces affleurements au Sud de la Betsiboka, au Nord de l'Antanimena, n'a été reconnu qu'en 1898 par M. GAUTIER (102) qui ne donnait d'ailleurs aucune précision sur la faune et les faciès. Depuis cette époque, la plupart des missions qui ont parcouru la région comprise entre le Cap Saint-André et la Betsiboka ont délaissé entièrement l'étude de la zone côtière et par suite des affleurements les plus récents. Cette lacune a toutefois été comblée en 1921 par une importante note de M. PERRIER DE LA BATHIE sur les terrains postérieurs au Crétacé moyen de la région de Majunga (169), note accompagnée d'une carte au 1/500 000 qui m'a été d'un précieux secours pour préciser les limites septentrionales des affleurements sénoniens.

Si le Crétacé supérieur du Bassin de Sitampiky est déjà bien connu, il n'en est pas de même de celui de l'aire d'ennoyage de Maintirano qui était figuré sur les anciennes cartes de MM. Gautier, Boule et Lemoine, mais qui n'existe plus sur les cartes récentes de M. Perrier de la Bathie et de MM. L. Bertrand et Joleaud. J'ai été le premier, en 1927 (13), à signaler l'existence au Nord du Manambolo de grès et de marnes du Crétacé supérieur, comparables à ceux qui avaient été décrits au Sud de ce fleuve par M. M. Boule et Thévenin dès 1903.

RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE. PRINCIPAUX FACIÈS. FAUNE

I. BASSIN DE SITAMPIKY

Turonien. Sénonien inférieur.

Les formations éruptives de l'Antanimena s'envoient vers le Nord sous une puissante série gréso-marneuse qui s'étend depuis l'Andranomavo jusqu'à la Betsiboka. M. PERRIER DE LA BATHIE (169) a distingué trois horizons dans ce complexe qu'il a surtout étudié en détail au voisinage de la Betsiboka. Ces horizons se distinguent encore facilement entre la Betsiboka et la Mahavavy ; mais, à l'Ouest de ce fleuve, le Lac Kinkony et les formations alluviales récentes qui l'entourent ne permettent plus de préciser les subdivisions du complexe marno-gréseux.

Le long de la vallée de la Mahavavy, et plus particulièrement sur sa rive droite, on rencontre du Sud au Nord les niveaux suivants :

1° *Des alternances de marnes et de grès fins rougeâtres très tendres* affleurent dans une zone déprimée jalonnée d'étangs, bordant au Nord les formations basaltiques de l'Antanimena. Les relations de cet horizon sédimentaire avec les basaltes sont généralement peu visibles : le contact est masqué presque toujours, en effet, par des dépôts quaternaires. Toutefois, près de Bekipay, sur la rive gauche de la Mahavavy, j'ai observé près du contact des bancs de calcaires gréseux à éléments éruptifs alternant avec des marnes : ce dernier niveau est situé probablement à la base du complexe marno-gréseux.

Ce niveau ne semble pas fossilifère aux abords de la Mahavavy. Mais à l'Est, à Mahabo, en bordure de la Betsiboka, ce même horizon, représenté par les grès et argiles rouges d'Ankazomihaboka et d'Andranomena de M. PERRIER DE LA BATHIE, affleurant dans les plaines de Mahabo et de Marovoay, renferme, d'après cet auteur et M. PIVETEAU (174) :

Panoepa sp., *Goniomya* sp., dents de *Cœlodus* et *Ceratodus*, ossements de Chéloniens, de Crocodiliens et de Mégalosauridés, ainsi que quelques bois calcifiés.

Ces formations fluvio-marines ou lagunaires atteindraient une épaisseur d'au moins 40 m. pour M. Perrier de La Bathie ; l'impossibilité de déterminer la valeur des pendages ne m'a pas permis de vérifier ce chiffre.

2° Des grès rouges, tantôt fins, tantôt grossiers, parfois bien cimentés, présentant de rares intercalations argileuses, constituent une zone de collines et de plateaux, limitée au Sud par une falaise qui domine la dépression correspondant à l'affleurement de l'horizon inférieur. La Mahavavy a creusé son lit dans ces grès, qui se dressent en une falaise abrupte, haute de 30 m. environ à Antanimalandy (SE de Tsiandraraſy) ; l'aspect de ces grès, tendres et fins au sommet, grossiers et bien cimentés à la base, rappelle beaucoup celui des grès du Crétacé moyen.

Ce niveau se prolonge vers l'Est par les grès d'Ankaboka et de Marovoay décrits par M. Perrier de la Bathie qui leur assigne 80 m. d'épaisseur. Les fossiles y sont très rares ; ce sont seulement des bois silicifiés et des dents de Mégalosaures d'après (M. de la Bathie).

A l'Ouest de la Mahavavy, il est impossible de délimiter ces deux niveaux inférieurs qui constituent un seul ensemble argilo-sableux, bleuâtre, tacheté parfois aux affleurements et qui apparaît çà et là sous les sables récents au bord sud du Lac Kinkony, en particulier autour de Bekotrobaka (extrémité occidentale du Lac).

3° Au-dessus affleurent des grès généralement assez fins, tendres, blancs ou panachés de vert et de rouge, avec intercalations marneuses à la base. Cette zone marneuse inférieure est encore bien marquée dans la topographie par une dépression jalonnée de petits étangs au Nord de Tsiandraraſy, sur la rive droite de la Mahavavy ; sur la rive gauche, elle correspond à la rive nord, presque rectiligne, du Lac Kinkony. La partie supérieure, franchement gréseuse, se traduit au contraire par une falaise continue, mais profondément découpée depuis la Betsiboka jusqu'au Nord d'Anaboringa sur la Mahavavy. A l'Ouest du Mont Anaboringa SW, sur la rive occidentale de la Mahavavy, la falaise s'abaisse progressivement de 40 à 25 m., dominant au Nord le lac Kinkony jusqu'aux abords de l'Andranomavo en passant par le village d'Analalava (extrémité W du Lac).

Au nord d'Anaboringa, sur la piste d'Ampananinara, la falaise présente la coupe suivante (fig. 49) :

6. Calcaires zoogènes formant la surface du plateau ;
5. Marnes bleuâtres très fossilifères (*Ostrea unguolata* SCHL.) (15 m.) ;
4. Banc calcaire marneux (2 m.) ;
3. Marnes à gypse, bleuâtres, peu fossilifères (8 m.) ;
2. Conglomérat à éléments constitués par des galets de quartz et de calcaire, des débris d'os roulés et des dents (*Oxyrhina*), Crocodiliens (0,50) ;
1. Grès à peine agglomérés et sables blancs un peu marneux (20 m.).

La coupe du Mont Anaboringa SW est à peu près la même ; toutefois, au-dessous du dernier horizon gréseux affleurent des grès sableux alternativement rougeâtres et verdâtres. Ces grès sont très riches en débris d'ossements de Reptiles, mais je n'y ai recueilli aucun fragment de grande dimension. Il existe cependant un gisement important près d'Anaboringa, d'après M. Perrier de La Bathie.

C'est encore dans la vallée de la Betsiboka, à Maverano et à Miadana, que Bastard et Decorse ont recueilli les premiers ossements de Reptiles dans ce niveau ; ces ossements ont été déterminés par M. DÉPÉRET (76, 77) et décrits sous les noms de *Megalosaurus crena-*

tissimus DEP. et *Titanosaurus madagascariensis* DEP. Depuis lors, M. Perrier de la Bathie a découvert de nouvelles dents, décrites par M. PIVETEAU sous le nom de *Stegosaurus madagascariensis* PIVETEAU (174). Pour M. de la Bathie, le niveau le plus riche en ossements est situé à la base du ressaut formé par les grès.

Vers l'Ouest, à Analalava, les grès blancs marneux qui affleurent dans le talus séparant le village du Lac Kinkony sont remplis de débris d'ossements de Reptiles, mais ces fragments sont toujours de petite taille, parfois roulés et indéterminables.

M. Perrier de la Bathie attribue une puissance de 130 m. à ce niveau supérieur; je ne pense pas que son épaisseur totale dépasse 80 m. à la traversée de la Mahavavy et il est encore plus réduit vers l'Ouest.

L'âge précis de tout ce complexe marno-gréseux est impossible à établir avec précision; on le date généralement du Turonien et la présence d'un *Stegosaurus*, genre qui s'éteint dans le Turonien de l'Inde, semble en faveur de cette hypothèse. Il me paraît toutefois plus vraisemblable d'admettre que cette série représente le Sénonien inférieur.

Sénonien supérieur.

Sur toute sa longueur, la falaise de grès à Reptiles est couronnée par des formations marneuses et calcaires. La coupe de la falaise au Nord d'Anaboringa, qui a été donnée précédemment (fig. 19), permet d'étudier en détail la zone de contact des deux niveaux: au-dessus des grès marneux blancs (niv. 1) se trouve un conglomérat à peine cimenté (niv. 2) épais de 30 cm. environ et renfermant, comme je l'ai déjà indiqué, outre des galets de calcaire et de quartz, des débris d'os roulés et des dents en parfait état, principalement d'*Oxyrhina*. Je crois qu'il y a lieu de considérer ce niveau comme un conglomérat de base marquant le début de la transgression néocrétacée et annonçant un régime marin. Ce conglomérat de base n'est probablement pas constant, car M. Perrier de la Bathie ne l'a pas reconnu dans les points où il a étudié le contact.

Les marnes (niv. 3) qui surmontent ce poudingue, sont peu fossilifères je n'y ai récolté qu'une dent de *Lamna*, ce qui montre que le régime n'était pas encore franchement marin. Au-dessus du banc calcaire (niv. 4) se trouvent, par contre, des marnes bleuâtres très fossilifères; j'y ai recueilli et déterminé:

Terebratula subdepressa STOL.

Neithea sp.

Ostrea (Alectryonia) unguolata SCHL.

Ostrea sp.

Gyrodes pansus STOL.

Turritella dispassa STOL.

Funis Bouryi COTTR.

Nombreux moules internes de Gastéropodes.

Cette faune est manifestement du Sénonien supérieur et en majeure partie maëstrichtienne; elle présente les plus grandes analogies avec les faunes qui ont été décrites de la côte orientale de Madagascar (entre Mananjary et Tamalave) par MM. BOULE et THÉVENIN (32 bis, 53, 53 bis) et par M. COTTEAU (69), le faciès est également le même caractérisé par l'absence de Céphalopodes.

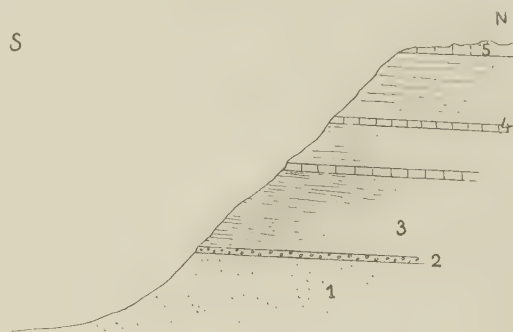


Fig. 19. — Coupe du bord sud des plateaux calcaires sénoniens au NE d'Anaboringa (échelle 1/1000)

1. Sables blancs parfois marneux. — 2. Poudingue à galets de quartz et dents de Reptiles. — 3. Marnes à gypse. — 4. Calcaires marneux et marnes à Huitres. — 5. Calcaires.

Ces marnes sont surmontées par des calcaires compacts zoogènes, mais sans fossiles déterminables (radioles d'Échinides), qui s'abaissent doucement vers le Nord avec un pendage moyen de 1° environ, constituant un vaste plateau qui n'est pas sans présenter quelque analogie avec les causses de l'Ankara et de l'Ikavo. La largeur de ce plateau sur la rive droite de la Mahavavy atteint plus de 10 km. Sa surface présente des formes d'érosion et des avens comparables à ceux des causses jurassiques.

La nature des calcaires qui forment le plateau varie un peu du Sud au Nord. Aux calcaires compacts qui couronnent la falaise d'Anaboringa se superposent des alternances de calcaires marneux blancs ou jaunâtres et de calcaires caverneux où la dissolution de nombreux débris de tests d'organismes divers, mais principalement de Lamellibranches, a laissé une infinité de petites cavités. Plus loin vers le Nord, ces calcaires s'ennoient sous des marnes et des calcaires marneux qui sont souvent recouverts par des sables quaternaires et qui s'enfoncent eux-mêmes sous les calcaires nummulitiques ; le contact Crétacé-Nummulitique est toutefois impossible à préciser ici par suite de l'extension du manteau d'alluvions.

En bien des points, la surface du plateau est couverte par des lambeaux de sables fins latéritiques rouges (7 km. au Nord d'Anaboringa) ou de sables grossiers à galets de quartz et de calcédoine. Parfois, les diaclases et, en général, la plupart des cavités qui existaient à la surface des bancs calcaires, sont remplies par une sorte de grès grossier à ciment calcaire qui constitue évidemment les témoins d'une formation sableuse transgressive. Cette formation est bien datée par le fait que j'ai constaté la présence d'Alvéolines tertiaires dans un échantillon de ces grès de remplissage.

L'absence d'une faune déterminable dans ces calcaires ne permet pas de préciser leur âge, toutefois, même ici, leur situation en continuité stratigraphique avec les marnes maëstrichtiennes et la présence de lambeaux de Nummulitique transgressif à leur surface permettent de les rapporter, avec M. Perrier de la Bathie, au Sénonien supérieur et probablement au Maëstrichtien supérieur.

Les différents niveaux décrits dans les affleurements calcaires des plateaux se prolongent vers l'Est. La succession donnée par M. Perrier de la Bathie et qui doit correspondre plus spécialement à la vallée de la Betsiboka comporte en effet :

3. Calcaires argileux à petits *Micraster* abondants (10 m.);
2. Calcaires sans fossiles (35 à 40 m.);
1. Marnes à *Gryphaea vesicularis* LAM. et *Alectryonia unguolata* SCHL. [et aussi à *Alectryonia santonensis* D'ORB. et *Exogyra canaliculata* SOW., d'après M. DÉPÉRET (76)] de Maverano et de Mahanovo (3 à 4 m.).

La présence d'un *Micraster* dans le niveau marneux supérieur permet d'attribuer l'ensemble au Sénonien ; il est probable d'ailleurs que cet Échinide est le *Diplodetus Gaudryi* COTTR., qui a été signalé par M. Cottreau en même temps que *Hemiaster Boulei* COTTR. et *Hemiaster Lamberti* COTTR. des abords est de Majunga (route d'Ambatolampy à Ambohitrombikely), c'est-à-dire du bord septentrional des plateaux calcaires prolongeant ceux qui ont été décrits plus haut. Ces trois Échinides sont du sommet du Sénonien et datent bien l'ensemble. C'est d'ailleurs de ce même niveau, vraisemblablement, que M. DÉPÉRET (76) a signalé : *Cypræa Kayei* FORBES, *Turritella pondicherriensis* FORBES et *Ampullina* cf. *Mariæ*, toutes espèces du Sénonien supérieur de l'Inde.

A l'Ouest de la Mahavavy par contre, il est plus malaisé de suivre les affleurements des différents niveaux du Sénonien supérieur. Au Nord d'Analalava, à l'extrémité occidentale du Lac Kinkony, les grès à Reptiles sont recouverts par des marnes sombres alternant avec des calcaires marneux jaunâtres dans lesquels je n'ai pas recueilli de fossiles, mais qui correspondent vraisemblablement au niveau à *Alectryonia unguolata*.

Près d'Analamanitsy (10 km. WSW de Mitsinjo) ces marnes sont surmontées par un cal-

caire caverneux jaunâtre rappelant beaucoup celui des plateaux au Nord d'Anaboringa, mais rempli de moules, de Gastéropodes principalement (Cérithes, Natices etc.). Ces derniers affleurements sont toutefois peu étendus et, à partir du village d'Analamanitsy, des marnes et des calcaires marneux probablement équivalents de ceux du sommet du Sénonien s'observent jusqu'à Mitsinjo.

Souvent, à la surface de ces niveaux il existe des amas de blocs de silex (riches surtout en opale) de teintes claires, parfois zonés, mais qui proviennent probablement de la décalcification et de l'érosion de dépôts tertiaires transgressifs aujourd'hui disparus. Vers le Nord, une longue ligne de dunes boisées formées de sables et de cailloutis bien roulés masque le contact du Crétacé et du Nummulitique.

*
* *

En résumé, le Crétacé supérieur est représenté dans le Bassin de Sitampiky par un complexe marno-gréseux d'origine lagunaire ou fluvio-marine, avec restes de Dinosauriens, d'âge turonien ou plus vraisemblablement sénonien inférieur et recouvert par des marnes et des calcaires à faune néritique du Sénonien supérieur.

II. AIRE D'ENNOYAGE DE MAINTIRANO

Sénonien inférieur.

Au Nord du Manambolo, les formations basaltiques mésocrétacées s'énnoient, vers l'Ouest, sous un complexe de grès et de marnes qui ne semble guère s'étendre au-delà d'Antokazo vers le Nord; plus loin ce sont des calcaires marneux blancs superposés à ce complexe qui viennent reposer en transgression sur les basaltes.

C'est sur la rive droite du Manambolo, aux abords du fleuve, que ce complexe est le plus facile à étudier. Les basaltes sont recouverts par des sables ou des grès peu cimentés, ferrugineux, d'âge impossible à préciser faute de fossiles. Au-dessus, reposent des calcaires gréseux, glauconieux, parfois très fossilifères, qui m'ont fourni, à 1 km. à l'Est de Mitraiky, une faune assez riche :

<i>Serpula</i> sp. (forme spiralée).	<i>Hamites</i> sp.
<i>Marsupites ornatus</i> MILLER (grande variété).	<i>Pachydiscus</i> cf. <i>gollevillensis</i> D'ORB.
<i>Epiaster nobilis</i> STOL.	<i>Parapachydiscus</i> cf. <i>ariyalorensis</i> STOL.
<i>Inoceramus Cripsi</i> MANTELL (= <i>I. regularis</i> pour COTTREAU).	<i>Hauericeras Gardeni</i> BAILY.
<i>Fasciolaria</i> (<i>Cryptorhytis</i>) cf. <i>Reynesi</i> COQ.	<i>Schlænbachia umbulazi</i> BAILY.
<i>Teredo</i> sp.	<i>Mortonicerias</i> sp.

Les Inocérames, qui me paraissent se rapporter presque tous à *I. Cripsi*, présentent des dimensions souvent gigantesques (jusqu'à 40 cm. de longueur).

Cette faune est incontestablement sénonienne, mais il s'y rencontre un mélange de formes santoniennes d'Europe (*Marsupites ornatus*), de formes attribuées au Santonien supérieur ou au Campanien du Pondoland (*Schlænbachia umbulazi*, *Hauericeras Gardeni*) et au Maëstrichtien de l'Inde (Ariyalur Group) (*Hauericeras Gardeni*, *Pachydiscus ariyalorensis*). Dans ces conditions, je crois pouvoir rapporter ce niveau gréseux au Santonien supérieur ou au Campanien.

La transgression qui est venue recouvrir les basaltes est ainsi bien datée dans cette région.

Si l'on continue à suivre la rive droite du Manambolo, les formations plus élevées sont généralement masquées par des alluvions et des sables; mais un peu plus au Nord, sur la

piste de Trangahy à Antokazo, à peu près à mi-distance entre ces deux villages, affleure un niveau marneux très fossilifère qui surmonte vraisemblablement les grès décrits précédemment. J'y ai récolté les espèces suivantes :

Cassidulus Oldhami STOL.

Plicatula multicostata FORBES.

Ostrea (Exogyra) plicifera COQ.

Ostrea vesicularis LAM.

Neithea regularis SCHLOTH.

Turritella cf. *difficilis* D'ORB.

Nautilus cf. *angustatus* BLAND.

Hoplites cf. *Vari* SCHLÜTER.

Baculites vagina FORBES.

Calianassa sp.

Cette faune a quelques affinités santonniennes comme la précédente, mais elle a surtout des affinités campaniennes (*Hoplites Vari*) et maëstrichtiennes. Ce niveau marneux peut donc être considéré comme Campanien.

A l'Est d'Antokazo et plus loin vers le Nord, jusqu'au Lac de Masama, les affleurements marneux verdâtres ou bleuâtres se poursuivent, mais ils ne paraissent plus fossilifères; ils renferment seulement des filonnets de calcite et quelques fragments de tests d'Inocérames. Ils sont d'ailleurs en partie recouverts par des sables latéritiques.

Sénonien supérieur.

Les grès de Mitraiky sont recouverts vers l'Ouest par des sables et des alluvions sur la rive droite du Manambolo, et ce n'est qu'à Trangahy et au NW de ce village qu'on peut observer des affleurements du substratum crétacé constituant de petites collines séparées par des dépressions occupées par de nombreux étangs. Ces affleurements sont des calcaires crayeux et des marnes de teinte blanche, tendres, dans lesquels j'ai recueilli :

Terebratula subdepressa STOL.

Ostrea (Pycnodonta) vesicularis LAM.

Neithea cf. *regularis* SCHLOTH.

Inoceramus impressus D'ORB.

Conus sp.

Nerita sp.

Turritiles aff. *Gresslyi* PICT. et CAMP.

Turritiles sp.

Anisoceras sp.

Baculites sp.

La plupart de ces fossiles sont fragmentaires et à l'état de moules internes, aussi la détermination spécifique est-elle difficile en général; cependant la présence de *Pycnodonta vesicularis* et de *Terebratula subdepressa* suffit pour permettre de rapporter ces marnes au Sénonien supérieur et même au Maëstrichtien.

L'affleurement des calcaires marneux de Trangahy se poursuit vers le Nord en une bande étroite, s'appuyant, à l'Ouest d'Antokazo, sur les marnes vertes citées précédemment et recouvertes, vers l'Ouest, par des dunes de sables blancs généralement boisées (Forêt de Tsimembo).

Au Nord de la Soahanina et, en particulier, au SE de la piste d'Antsalova à Maintirano, entre Tsianaloka et Andranovorikoala, des calcaires marneux blancs analogues à ceux de Trangahy viennent s'appuyer directement sur les formations éruptives mésocrétacées. Par suite de leur moindre résistance à l'érosion et peut-être de la topographie de la côte avant leur dépôt, ces affleurements marneux se traduisent par une dépression très nette. Cependant leur superposition aux basaltes est indiscutable, car M. Schnaebelé a observé, en un point situé à l'Ouest d'Andranovorikoala, un niveau de marne renfermant des éléments éruptifs au contact des coulées basaltiques.

C'est également à M. Schnaebelé que je dois une intéressante faune d'Ammonites pyriteuses provenant de ces marnes blanches au SW de Tsianaloka (piste de Tsianaloka à Soahanina); j'ai pu déterminer :

Phylloceras Woodsi v. HOEPEN, *Lytoceras (Gaudryceras) varagurense* KOSSM., *Lytoceras (Tetragonites)* cf. *epigonum* KOSSM., *Holcodiscus africanus* v. HOEPEN.

L'identité de deux de ces espèces avec des formes du Sénonien supérieur du Pondoland

(Afrique australe) et l'analogie de la faune avec celle du sommet du Trichinopoly Group de l'Inde permettent de rapporter ce niveau marneux au Sénonien moyen (Santonien supérieur ou Campanien). Il est possible cependant, étant donné la similitude de faciès, qu'on se trouve en présence de l'horizon de Trangahy, mais avec une faune moins littorale, probablement par suite de transports par des courants.

Des grès marneux qui affleurent parfois sous les calcaires blancs sont probablement l'équivalent des grès de Mitraiky.

Plus loin vers le Nord, les sables pliocènes ou quaternaires recouvrent complètement le Crétacé supérieur et viennent s'appuyer directement sur les basaltes (Sud de la Demoka). Il faut remonter jusqu'à Andrakaraka, à 15 km. au NW de Maintirano, pour observer à nouveau des affleurements sénoniens. Comme dans la région d'Antokazo, ils constituent une étroite bande intercalée entre deux horizons arénacés : à l'Est, ils s'appuient sur des grès mésocrétacés et ils sont recouverts, à l'Ouest, par des sables blancs formant des dunes boisées et passant au Nord à des grès ferrugineux riches en fragments de concrétions calcédonieuses. Je n'ai pu recueillir que quelques débris d'Huitres et d'Inocérames dans ces marnes blanches (fig. 17).

Sur le bord occidental de l'anticlinal d'Andrafiavelo, les marnes sénoniennes ne sont séparées des marnes néocomiennes que par un niveau de grès mésocrétacés épais de quelques mètres. Plus loin encore, l'affleurement sénonien contourne Andrafiavelo ; mais, au-delà de ce point, le temps m'a fait défaut pour étudier son prolongement vers le Manambao. Je n'ai rencontré aucune formation attribuable au Crétacé supérieur entre le Manambao et le Cap Saint-André.

RÉSUMÉ STRATIGRAPHIQUE ET CONCLUSIONS

Postérieurement aux grands épanchements basaltiques du Crétacé moyen, qui ont pu d'ailleurs être en partie sous-marins, la mer néo-crétacée s'est avancée sur les formations éruptives au Sud du Cap Saint-André en y déposant, dès le Santonien supérieur, des sédiments franchement marins renfermant une faune riche en Céphalopodes (*Tetragonites epigonus*, *Hauericeras Gardem.* *Schlænbachia umbulata*). Par contre, vers la même époque, au Nord du seuil du Cap Saint-André, s'établissait un régime fluvio-marin qui entraînait le dépôt de sables et d'argiles avec nombreux débris d'ossements de Dinosauriens (*Megalosaurus*, *Titanosaurus*, *Stegosaurus*). Il est probable que ces deux régimes de sédimentation ont eu pour cause, non pas une différence appréciable dans la transgression marine, mais simplement l'existence de grands fleuves tributaires du Bassin de Sitampiky.

C'est seulement au Maëstrichtien que les faciès des dépôts s'unifièrent de part et d'autre du Cap Saint-André, mais ce furent alors des sédiments néritiques avec une faune de Gastéropodes et d'Huitres (*Ostrea vesicularis*, *Alectrylonia unguolata*), pauvre en Céphalopodes. Ce changement de faciès semble avoir été contemporain d'une transgression marine très importante à la surface de l'ancien continent indo-malgache.

CORRÉLATIONS AVEC LES RÉGIONS VOISINES

1° Madagascar.

Côte Nord-Ouest.

J'ai été conduit plusieurs fois au cours du précédent exposé, à citer des gisements avec faunes d'âge sénonien situés au Nord de la Betsiboka. M. PERRIER DE LA BATHIE (169) a

montré, en effet, que les différents niveaux signalés dans le Bassin de Sitampiky, aussi bien du Sénonien inférieur que du Sénonien supérieur, se prolongent avec les mêmes faciès et les mêmes faunes jusqu'à la Mahajamba.

Il faut ensuite remonter vers le Nord jusqu'à la région de Diego-Suarez, au Nord de la Montagne d'Ambre, pour retrouver des affleurements du Crétacé supérieur. Deux gisements caractérisés par deux faciès bien différents y ont été étudiés par M. P. LEMOINE (140) : le plus occidental est situé dans le Massif de Windsor-Castle, où le Turonien-Emschérien comporte des grès à *Trigonoarca Gadama* FORBES, *Pachydiscus Jimboi* KOSSM. et *Schlænbachia Bravaisiana* D'ORB. et l'Aturien des marnes à Inocérames et à Térébratules. Le gisement oriental constitue une partie importante de la Montagne des Français : le Turonien-Emschérien (plutôt Emschérien ici) est formé de marnes à *Lytoceras multiplexum* KOSSM., *Hauericeras Rembda* STOL., *Barroisiceras Haberfellneri* v. HAUER, *Turrilites (Bostrychoceras) polyplocus* ROEMER, etc.; il est surmonté par des marnes aturiennes riches en Échinides (*Lampadaster Gautieri* LAMBERT) et en Inocérames (*I. Crispi* MANTELL).

Côte Sud-Ouest.

Au Sud du Manambolo, les affleurements du Crétacé supérieur se poursuivent jusqu'aux abords de la Tsiribihina; ils avaient été signalés dès 1903 par M. M. BOULE et A. THÉVENIN (52), d'après les récoltes du capitaine Condamy. Les horizons que j'ai reconnus au Nord du Manambolo se retrouvent vraisemblablement au Sud, car les faunes recueillies dans les gisements situés à l'Est des Monts Amboroko sont santoniennes ou campaniennes et voisines de la faune des grès de Mitrakiky, avec : *Micraster* cf. *turonensis* BAYLE, *Inoceramus Cripsi* MANTELL, *Schlænbachia (Barroisiceras) Haberfellneri* v. HAUER, *Mortoniceras* cf. *texanum* ROEM., *Hauericeras Gardeni* BAILY, *Pachydiscus Tweenianus* STOL., et *Bostrychoceras polyplocus* ROEM. Par contre, *Ostrea (Gryphæa) vesicularis* et *Alectryonia ungulata* du Maëstrichtien n'ont été trouvées qu'à l'Ouest des Monts Amboroko (Andimaka, Ambinda à Besara).

Ces formations se poursuivent encore au Sud de la Tsiribihina, GIRAUD (107, p. 18) signale en effet, entre Antsoa et Mahabo, au Nord de la case de passage de Mangitraka, des marnes grises à *Pycnodonta vesicularis*, *Arctostrea Defrancei* et *Alectryonia ungulata*. Le plateau de Mangitraka est constitué par des calcaires blancs ou jaunâtres superposés à ces marnes et que Giraud rapporte encore au Sénonien supérieur; ces calcaires sont sans doute rigoureusement équivalents à ceux décrits au Nord d'Anaboringa (Bassin de Sitampiky).

Il faut ensuite dépasser le Mangoky vers le Sud et atteindre la haute vallée de la Sakondry pour trouver à nouveau des gisements sénoniens reconnus; il est probable cependant qu'une étude de la région intermédiaire, encore peu explorée, mettra en évidence la continuité des affleurements crétacés. MM. H. Douvillé, Colcanap, Giraud et Perrier de la Bathie ont montré l'existence du Sénonien dans le Bassin de l'Onilaby, mais récemment Mlle BASSE a pu préciser nos connaissances sur cette région en étudiant les matériaux recueillis par Colcanap (19, 20, 21 bis). Le Sénonien, qui s'appuie tantôt sur les basaltes mésocrétacés, tantôt directement sur le Cénomanién, comporte des calcaires jaunes à *Trigonoarca trichinopolitensis* FORBES, *Barroisiceras Romieuxi* PERV., *B. Haberfellneri* v. HAUER, etc., qui représentent le Sénonien inférieur (et peut-être le Turonien); d'autres calcaires jaunes à *Spondylus calcaratus* FORBES, *Turrilites (Bostrychoceras) indicus* STOL., *Schlænbachia Grosseti* PERV., etc., sont d'âge campanien. Enfin, il existe généralement, au-dessus de cet ensemble qui ne paraît pas comporter de discontinuité, depuis le Cénomanién jusqu'au Campanien, des calcaires blancs maëstrichtiens à *Arrhoges Boulei* COTTR. et *Alectryonia ungulata* SCHLOTH. Toutes ces formations sont recouvertes au Sud de la Linta par le Nummulitique transgressif.

Enfin il est important de noter que, pour la première fois à la fin du Crétacé, une transgression a laissé des témoins sur la côte orientale de Madagascar. Ce sont des lambeaux discontinus, formés d'alternances de calcaires marneux, de calcaires grossiers et de grès tendres qui se répartissent le long de la côte entre Mananjary au Sud et Tamatave au Nord. La faune de ces affleurements a été surtout étudiée par M. BOULE et THÉVENIN (52 bis, 53, 53 bis) et par M. COTTREAU (69); 90 espèces ont été décrites, parmi lesquelles : *Orbitoides socialis* LEYM., *Hemiaster madagascariensis* COTTR., *Terebratula subdepressa* STOL., *Inoceramus regularis* D'ORB., *Plicatula multicostata* FORBES, *Spondylus calcaratus* FORBES, *Pycnodonta vesicularis* LAMK., *Alectryonia pertinata* LAMK., *Alectryonia unguolata* SCHLOTH., *Roudaireia Forbesi* STOL., *Gyrodes pansus* STOL. var. *madagascariensis* COTTR., *Turritella dispassa* STOL., *Arrhoges Boulei* COTTR., *Pseudophyllites Indra* FORBES, *Pachydiscus gollevillensis* D'ORB., *Baculites vagina* FORBES. Cette faune caractérisée par la rareté des Céphalopodes et son faciès néritique très peu profond présente surtout des affinités maëstrichtiennes.

*
* *

En résumé, dans le Sud et le Nord de Madagascar, la sédimentation paraît s'être poursuivie, sans interruption appréciable, du Crétacé moyen (Cénomanién) au Coniacien et au Santonien; il semble d'ailleurs en être de même au Sud du Manambolo, et, en général, partout où des formations basaltiques ne sont pas venues interrompre la régularité de la sédimentation marine. A cet égard, il serait important d'étudier minutieusement, sur le terrain, les terminaisons latérales des lambeaux basaltiques, de la région de l'Onilahy plus particulièrement, pour établir s'il existe ou non une phase d'émersion correspondant à la phase éruptive ou si les coulées, au moins dans cette région, doivent être considérées comme sous-marines.

Les faciès du Sénonien inférieur et du Campanien présentent une uniformité remarquable sur toute la longueur de la côte occidentale, au Sud du Cap Saint-André : ils correspondent à un régime néritique, assez profond toutefois pour que la faune comporte une forte proportion de Céphalopodes. Cette faune est également très uniforme sur toute cette partie de la côte ouest.

Des formations analogues avec une faune comparable se retrouvent dans l'extrême Nord de Madagascar, mais la région intermédiaire, s'étendant du Cap Saint-André à la Mahajamba, constituait vraisemblablement un golfe en voie de remblayage par les apports de cours d'eau importants et était caractérisée par un régime lagunaire et fluvio-marin.

C'est seulement au Sénonien supérieur, au Maëstrichtien, que les dépôts sédimentaires, souvent nettement transgressifs, acquièrent une uniformité de faciès remarquable; ils devinrent néritiques, peu profonds, sublittoraux, sauf toutefois dans la région de Diego où un faciès profond subsiste. En même temps, une importante transgression recouvrit une étendue considérable de l'ancien continent indo-malgache, s'étendant jusque sur le bord de la côte orientale de Madagascar et réduisant beaucoup le rôle du géosynclinal de Mozambique dans les échanges fauniques.

2° Côte orientale d'Afrique.

Des affleurements du Sénonien supérieur comparables à ceux de Madagascar se rencontrent en plusieurs points de la côte orientale de l'Afrique australe. Dans le Pondoland, les Umzamba beds comportent des calcaires coquillers, des marnes noires et des marnes

gréseuses dures. Ces formations, à faciès nettement néritique, ont fourni une très riche faune étudiée par Woods (A. 30) et Van Hoepen (A. 16.), caractérisée plus particulièrement par les espèces suivantes : *Hemiasper Forbessi* BAILY, *Inoceramus expansus* BAILY, *Trigonia Shepstonei* GRIESB., *Pyrosis africana* Woods, *Hauericeras Gardeni* BAILY, *H. remba* FORBES, *Mortonicerus Stangeri* BAILY, *Schlaenbachia umbulazi* BAILY, *Schluteria crassa* v. HOEPEN, *Pachydiscus antecursor* v. HOEPEN, *Baculites sulcatus* BAILY, etc. Cette faune est rapportée par Woods au Sénonien supérieur et plus spécialement au Campanien.

Des dépôts analogues avec une faune semblable (*Schlaenbachia umbulazi*) sont connus le long de la côte du Natal, et plus au Nord, dans le Zuzuland (Manuan Creek et Umkwelane Hill); la faune de cette dernière localité présente beaucoup d'espèces du Pondoland, en particulier des Céphalopodes (SPATH. A. 26). Plus au Nord encore, dans l'Est Africain Portugais, une série compréhensive s'étend du Sénonien compris au Tertiaire; le Sénonien est bien représenté, dans la région de Beira, par des calcaires à *Alectryonia unguolata* SCHLOT., *Pycnodonta vesicularis* LAMK., *Exogyra decussata* GOLDF., *Baculites* cf. *vagina* FORBES, etc.; mais cette faune, qui rappelle de très près celle du Campanien supérieur-Maëstrichtien de Madagascar, peut difficilement être comparée à celles du Pondoland ou du Zuzuland. Les observations que j'ai pu faire dans la vallée du Manambolo à Madagascar permettent de penser que ces niveaux du Mozambique sont plus élevés que ceux du Pondoland. Le Danien à *Hercoglossa mazambensis* CRICK surmonte d'ailleurs immédiatement les couches à *Alectryonia unguolata* près de Beira.

Dans l'ancienne Afrique Orientale Allemande, le Crétacé supérieur est seulement représenté par des calcaires à *Rafinesquina* au SW de Dar-es-Salam, calcaires qui sont généralement rapportés au Turonien. Enfin, dans les Pays Somalis et à Sokotra, la présence de Turonien ne paraît pas démontrée.

3° Inde.

La transgression aturienne, qui ne semble pas avoir recouvert la côte orientale africaine au Nord du Mozambique, s'est fait sentir par contre dans l'Inde péninsulaire, sur l'autre côté du géosynclinal de Mozambique. Les affleurements turoniens et sénoniens recouvrent les formations mésocrétacées de l'Utatur Group dans la région comprise entre Pondichéry et Trichinopoly. Le Trichinopoly Group comporte des alternances de grès sableux et d'argiles avec bancs calcaires dont la faune est turonienne à la base (*Trigonoarca trichinopolitensis* FORBES), coniacienne dans la partie moyenne (*Peroniceras dravidicum*) et santonienne au sommet (*Marsupites ornatus* MILL., *Spondylus calcaratus* FORBES, *Glycymeris orientalis* FORBES, *Tetragonites epigonum* KOSSM., *Gaudryceras waragurense* KOSSM., *Puzosia Gaudama* FORBES, *Bostrychoceras indicum* STOL., etc.). Le Campanien paraît manquer et les deux groupes à peu près équivalents d'Ariyalur et de Valudayur, formés par des sables alternant avec des bancs calcaires, seuls fossilifères, contiennent une faune maëstrichtienne (*Alectryonia unguolata* SCHLOT., *Pycnodonta vesicularis* LAMK., *Trigonoarca galdrina* D'ORB., *Turritella difficilis* D'ORB., *Nautitus Bouchardianus* D'ORB., *Parapachydiscus ariyalorensis* STOL., *Hauericeras Gardeni* BAILY, *Brahmites Brahma* FORBES, *Baculites vagina* FORBES, etc., avec débris d'ossements de *Megalosaurus*). Enfin ces formations sont surmontées par le Ninniyur Group qui représente le Danien, étant caractérisé par *Hercoglossa danica*.

*
* *

La transgression du Sénonien inférieur semble donc avoir été très générale sur les rives méridionale et orientale du géosynclinal de Mozambique, mais rien ne permet de déterminer si, à cette époque, Madagascar était encore rattachée à l'Inde. Les faunes de Madagascar, particulièrement en ce qui concerne les Céphalopodes, présentent en effet au moins

autant d'analogies avec celles de l'Afrique australe (Pondoland et Zuzuland) qu'avec celles de l'Inde.

L'absence du Campanien, généralement admise pour l'Inde, ne paraît pas aussi évidente en Afrique australe et à Madagascar où, dans les mêmes gisements, se rencontrent des espèces santoniennes et maëstrichtiennes.

Enfin, le Maëstrichtien est marqué partout par une large transgression sur le domaine continental africain et indo-malgache, sauf toutefois sur la côte orientale d'Afrique entre le Pays des Somalis et l'ancienne Afrique Orientale Allemande. Cette transgression a certainement achevé la séparation de Madagascar et de l'Inde si ces territoires n'étaient pas déjà isolés antérieurement, mais il n'est pas possible de se prononcer sur l'existence entre eux d'une simple mer épicontinentale, comme l'admettait Haug, ou d'une véritable fosse océanique comme le pense M. Boule. Cette dernière opinion serait conforme aux vues de Wegener et d'Argand, par contre Haug basait sa manière de voir principalement sur l'analogie des faunes néritiques (Lamellibranches et Gastéropodes) du Maëstrichtien de l'Inde et de Madagascar, analogie qui lui paraissait due à l'existence de hauts fonds entre ces deux terres. Il n'est d'ailleurs pas démontré que les migrations des faunes sublittorales sont arrêtées par les mers profondes. En particulier, les faunes décrites du Maëstrichtien de l'Ouest de Madagascar paraissent différer assez peu des faunes du Sénonien supérieur d'Afrique australe, même en ce qui concerne les Lamellibranches et les Gastéropodes.

COMPLEMENTS PALEONTOLOGIQUES

Echinodermes

Marsupites ornatus MILLER

(Pl. IX, fig. 1, 1a).

1878. *Marsupites ornatus* MILLER. Dixon, The Geology of Sussex, Brighton, p. 376, pl. XX, fig. 10a et 10b.

Le seul spécimen de cette espèce que j'aie récolté est remarquable, tant par ses dimensions que par son état de conservation. Ses basales et ses radiales présentent une ornementation radiée très accusée. Les infrabasales sont plus lisses. Des radiales et des basales comparables ont été décrites par Stoliczka du Crétacé supérieur de l'Inde, mais il ne semble pas que des individus complets d'aussi grande taille que celui de Mitraiky aient été recueillis jusqu'ici.

Ariyalur Group de l'Inde. Santonien d'Europe.

Localités. 1 km. à l'Est de Mitraiky, dans des grès calcaires.

Epiaster nobilis STOLICZKA

(Pl. IX, fig. 2).

1874. *Epiaster nobilis* STOLICZKA. Cretaceous rocks S. India, *Pal. Ind.*, IV, p. 22.

L'absence de fascioles me fait rapporter cette forme à un *Epiaster* et c'est de *E. nobilis* qu'elle paraît se rapprocher le plus.

Ariyalur Group de l'Inde.

Localités. Calcaires gréseux, 1 km. à l'Est de Mitraiky.

Cassidulus Oldhami STOLICZKA

(Pl. IX, fig. 3).

1874. *Cassidulus Oldhami* STOLICZKA. Cretaceous rocks S. India, *Pal. Ind.*, IV, p. 22.*Localités.* Piste de Trangahy à Antokazo.

Céphalopodes

Phylloceras Woodsi VAN HOEPEN

(Pl. IX, fig. 17).

1920. *Phylloceras Woodsi* VAN HOEPEN. Cretaceous Cephalopoda from Pondoland, *Ann. Transv. Mus.*, vol. VIII, pt. 4, p. 3, pl. II, fig. 4-6.

L'échantillon que je possède est entièrement conforme à la description de van Hoepen. L'ornementation est constituée par des côtes filiformes très serrées, presque droites, légèrement convexes vers l'avant dans la partie médiane et vers l'arrière dans la partie ombilicale. Les côtes sont visibles, quoiqu'un peu atténuées, jusqu'à l'ombilic au voisinage duquel apparaissent quelques sillons rayonnants peu profonds (6 ou 7 pour le dernier tour) qui sont caractéristiques de cette espèce et permettent de la distinguer d'une espèce très voisine : *Ph. velledaeformis* SCHLUTER.

Campanien du Pondoland.

Localités. Marnes blanches au SW de Tsianaloky.*Lytoceras (Gaudriceras) varagurens* KOSSMAT

(Pl. IX, fig. 46).

1897. *Lytoceras varagurens* KOSSMAT. Südindisch. Kreideform., *Beitr. Geol. Pal. Oesterr.-Ung.*, IX, p. 122, pl. XII, fig. 4-5.

L'unique échantillon que j'aie en ma possession est tout à fait conforme au type de Kossmat; la largeur des derniers tours est un peu plus faible que leur hauteur, les tours sont à demi embrassants.

Ariyalur Group.

Localités. Marnes blanches au SW de Tsianaloky.*Baculites vagina* FORBES

(Pl. IX, fig. 9-10).

1846. *Baculites vagina* FORBES. *Trans. Geol. Soc.*, London, VII, p. 114, pl. X, fig. 4. •

Les divers échantillons de *Baculites* que j'ai recueillis entre Antokazo et Trangahy se rapportent à cette espèce par leur section et leur ornementation; cependant par leur côtes tuberculeuses plus vite infléchies sur la face dorsale, moins longtemps transverses, les exemplaires de Madagascar présentent aussi quelques analogies avec *Baculites sulcatus* BAYLE. Les deux espèces me paraissent d'ailleurs peu distinctes.

Ariyalur Group.

Localités. Piste d'Antokazo à Trangahy.

Schlœnbachia (*Pseudoschlœnbachia*) cf. *umbulazi* BAILY

(Pl. IX, fig. 15).

1855. *Ammonites umbulazi* BAILY. Descriptions of some cretaceous Fossils from South Africa, *Q. J. G. S.*, vol. XI, p. 454, pl. XI-XIII.

Je ne possède que des fragments pouvant être rapportés à cette espèce, mais la disposition des côtes et la présence d'une carène me paraissent ne laisser guère de doute sur leur détermination.

Santonien du Pondoland.

Localités. Calcaires gréseux à 1 km. à l'Est de Mitraiky.

Pachydiscus cf. *gollevillensis* D'ORBIGNY

(Pl. IX, fig. 14).

1850. *Ammonites gollevillensis* D'ORBIGNY. Prodrôme de Paléontologie, II, p. 212.
1894. *Pachydiscus gollevillensis* de GROSSOUVRE. Les Ammonites de la Craie supérieure, *Mém. C. Géol. Fr.*, p. 214, pl. XXIX, fig. 4 et pl. XXXI, fig. 9.

J'ai recueilli deux exemplaires fragmentaires d'un *Pachydiscus*, indiscutable étant donné ses cloisons, qui paraît avoir surtout des affinités avec cette espèce, toutefois ses côtes sont mieux marquées dans la zone médiane des tours.

Campanien-Maëstrichtien d'Europe.

Localités. Calcaires gréseux, Est de Mitraiky.

Hoplites Cf. *Vari* SCHLÜTER

(Pl. IX, fig. 11-13).

1876. *Ammonites Vari* SCHLÜTER. Cephalopoden der oberen deutschen Kreide, p. 160.
1893. *Hoplites Vari* DE GROSSOUVRE. Les Ammonites de la Craie supérieure, *Mém. C. Géol. Fr.*, p. 118, pl. VIII, fig. 3, pl. IX, fig. 2-3.

J'ai recueilli plusieurs échantillons, dont trois sont figurés, qui présentent de grandes analogies avec cette espèce; la seule différence réside dans la forme des tubercules correspondant à l'angle externe des tours, ils sont allongés et aigus au lieu d'être arrondis. L'inflexion des côtes dans la région siphonale est peut-être aussi moins indiquée ici.

Campanien moyen de l'Aquitaine et de l'Allemagne du Nord.

Localités. Piste d'Antokazo à Trangahy.

CHAPITRE IX

LE TERTIAIRE ET LE QUATERNAIRE

A. TERTIAIRE

HISTORIQUE

Jusqu'à ces dernières années, le Tertiaire était très mal connu dans la région du Cap Saint-André. C'est M. GAUTIER qui paraît avoir signalé le premier sa présence en 1902 (104), entre Soalala et la Betsiboka et plus particulièrement dans l'île de Mahakamby où il a recueilli des fossiles. Deux ans plus tard, TORNSQUIST (189), ayant étudié des matériaux recueillis par Voeltzkow, publia une liste de fossiles tertiaires provenant en partie de Mahakamby et en partie de Majunga; bien qu'aucune espèce ne fût caractéristique, Tornsquist attribua alors à l'Eocène les affleurements explorés.

C'est seulement en 1924 que MM. COTTREAU et COLLIGNON (71, 72) mirent en évidence l'âge miocène, probablement burdigalien de ces formations dites « couches à *Magilus grandis* », grâce à l'étude des récoltes de M. Waterlot.

Des véritables affleurements nummulitiques ont cependant été décrits en 1921 par M. PERRIER DE LA BATHIE (169) dans le Bassin de Sitampiky, entre les calcaires sénoniens et la côte.

En 1923, M. Dumas signala quelques gisements de calcaires qu'il attribua à l'Eocène, près de Maintirano et de Tambohorano. Enfin, MM. COTTREAU et COLLIGNON (72) énumérèrent plusieurs gisements miocènes le long des côtes avoisinant le Cap Saint-André.

RÉPARTITION ET PRINCIPAUX FACIÈS

La contribution que j'apporte ici à l'étude du Tertiaire est très faible, car le but de mes missions et le peu de temps dont je disposais ne m'ont permis que de rares trajets le long des côtes, dans les régions où le Tertiaire affleure. J'ai tenu cependant à réserver quelques pages à cette ère, pour rappeler, en les groupant, les renseignements acquis à l'heure actuelle sur les gisements tertiaires connus et sur leurs faunes.

I. BASSIN DE SITAMPIKY

Eocène.

M. PERRIER DE LA BATHIE (169) subdivise en trois horizons les affleurements qu'il rapporte à l'Eocène dans la région de Majunga. Ces niveaux, qui paraissent être surtout bien définis dans la vallée de la Betsiboka et principalement sur la rive droite, sont les suivants de haut en bas :

3. Calcaire d'Amparangidro (SE de Majunga) à coquilles indéterminables (20 m.).
2. Calcaires marneux décalcifiés, marqués par des meulière compactes avec restes de Nummulites, qui restent souvent comme seuls témoins dans des argiles de décalcification.
1. Calcaires à Nummulites de l'Eocène inférieur (d'après M. H. Douvillé) (épaisseur des niveaux 2 et 1 : 50 m.).

D'après M. Perrier de la Bathie, ces divers horizons se poursuivent depuis la Mahajamla jusqu'à la baie Baly (ou baie de Soalala) ; le niveau 3 aurait été retrouvé près de Bedango (ESE de Soalala) et les niveaux 1 et 2 constitueraient une zone déprimée continue, bien marquée, jalonnée par des blocs de meulières. Le niveau 2, dans son état antérieur à la décalcification, ne serait visible qu'à Ambato dans les berges de la Mahavavy.

J'ai voulu contrôler ces faits, mais je me suis trouvé presque constamment en présence d'une couverture de sables et de cailloutis pliocènes et quaternaires. J'ai seulement pu faire les observations suivantes :

1° A Ambato, dans la berge de la Mahavavy, sous le village et immédiatement au-dessus du niveau moyen des eaux, affleurent des bancs de calcaires marneux blancs, épais de 20 à 30 cm. et alternant avec des marnes. Les pendages de ces couches sont très variables : il m'a été impossible, d'autre part, de trouver le moindre organisme dans ce gisement qui est considéré par M. Perrier de la Bathie comme éocène.

Des calcaires marneux et des marnes analogues s'observent encore au SW d'Ampananinara, sur la rive droite de la Mahavavy, et au SW de Mitsinjo, sur la rive gauche du fleuve ; mais, en l'absence de fossiles, il n'est pas possible de déterminer si l'on est en présence des termes supérieurs marneux du Sénonien ou de la base de l'Eocène.

2° Entre Analalava (Ouest du Lac Kinkony) et Analamantsy, sur la piste de Mitsinjo, les calcaires du Maëstrichtien supérieur sont souvent recouverts de marnes et de blocs de silex blancs ou jaunâtres, rubanés, qui sont peut-être des témoins d'une ancienne couverture éocène, équivalent latéral du niveau à meulières.

J'ai remarqué des silex analogues à l'Est de Soalala, à la base de sables probablement pliocènes, et au NE de Bemena, le long de la piste de Soalala à Bokarano, sur un plateau gréseux, vers la limite des grès crétacés et des grès d'âge imprécis qui les recouvrent. Ce dernier gisement est constitué par des fragments plus ou moins étendus de dalles siliceuses rubanées qui semblent provenir de la silicification d'un calcaire. Dans tous ces silex, toutefois, je n'ai jamais trouvé trace d'organismes.

3° Enfin, ainsi que je l'ai indiqué plus haut, j'ai recueilli des Alvéolines qui me paraissent se rapporter à *Alveolina oblonga* D'ORB., dans des dépôts de calcaires gréseux emplissant des cavités ou des fissures à la surface des calcaires maëstrichtiens qui forment les plateaux d'Anaboringa.

En fait, des rapides incursions que j'ai pu faire dans la zone d'affleurement de l'Eocène, je crois pouvoir conclure que ces formations ne sont visibles, en général, que dans des fenêtres peu étendues de la couverture arénacée pliocène ou quaternaire qui s'étend sur une grande partie de la région côtière.

Miocène.

MM. Cottreau et Collignon ont montré que les « couches à *Magilus grandis* » sont miocènes et probablement burdigaliennes, en même temps qu'ils rapportaient au genre *Cyphus* les tubes calcaires décrits par Tornquist comme *Magilus* et qui avaient servi à désigner le niveau où ils abondent.

D'après M. Perrier de la Bathie et MM. Cottreau et Collignon, des affleurements de ces couches miocènes, peu étendus en général, se rencontrent en de nombreux points de la côte entre la Betsiboka et Soalala, ce sont en allant de l'Est à l'Ouest :

1° Une longue bande s'étendant de la Pointe Katsepe (en face Majunga) à la Baie de Boeny. La constitution stratigraphique de ces terrains n'a jamais été donnée, toutefois, d'après un renseignement verbal de M. Perrier de la Bathie, il semble que la coupe de la falaise de la Pointe Katsepe soit identique à celle de la colline de Majunga, avec des calcaires équivalents à l'horizon à *Cyphus arenarius* LIN. à la base, des marnes

sableuses sans fossiles au-dessus et enfin, au sommet, des calcaires à *Ostrea sallomacensis* COSSM. et PEYR.

2° *Le socle de l'île de Mahakamby*. La coupe de la falaise abrupte qui entoure de toute part cette petite île est la suivante, de haut en bas (d'après M. Perrier de la Bathie et M. Waterlot) :

9. Sables, latéritiques vers le sommet, parfois grossiers, avec galets de quartz et de calcédoine (15 m.).
8. Sables latéritiques avec concrétions grésio-ferrugineuses.
7. Sables blancs sans fossiles (18 m.).
6. Calcaires argileux avec grosses Huitres (2 m.).
5. Marnes blanches sans fossiles (10 m.).
4. Marnes blanches à *Cyphus arenarius* LIN. et ossements (Siréniens, Crocodiliens, Tortues) (5 m.).
3. Couche de calcaire tendre riche en ossements.
2. Calcaires gréseux riches en *Cyphus* et en Échinides (8 m.).
1. Grès à ciment calcaire sans fossiles (7 m.).

Les niveaux 4 et surtout 2 ont fourni à M. Waterlot une faune très abondante renfermant, d'après MM. Cottreau et Collignon :

Foram.	<i>Miogypsina irregularis</i> MICHELOTTI.	<i>Ostrea</i> aff. <i>sallomacensis</i> COSSM. et PEYR.
Echin.	<i>Astrohelix Boulei</i> COTTR. et COLL.	— <i>Gingensis</i> SCHLOTH.
	<i>Alveopora gracilis</i> TORNO.	<i>Lithodomus</i> sp.
	<i>Dendracis meridionalis</i> TORNO.	<i>Lucina globulosa</i> DESH.
	<i>Porites Waterloti</i> C.C.	— <i>multilamellata</i> DESH.
	<i>Litharxa Makambyensis</i> C.C.	<i>Tellina</i> cf. <i>aquitana</i> MAYER.
	<i>Prionechinus</i> sp.	<i>Solenocurtus Basteroti</i> DES MOUL.
	<i>Opechinus Hookeri</i> HAIME.	<i>Cyphus arenarius</i> LINNÉ.
	<i>Echinocyamus Voeltzkowi</i> TORNO.	Gastr. <i>Vermetus clathratus</i> DESH.
	<i>Tetrodiscus biforis</i> GMELIN.	<i>Cerithium margaritaceum</i> BR.
	<i>Prometalia spatagus</i> LINNÉ.	<i>Cerithium disjunctum</i> SOW.
	<i>Schizaster hova</i> TORNO.	Céph. <i>Aturia aturi</i> BAST.
Bryoz.	<i>Holoporella</i> sp.	Crust. <i>Balanus concavus</i> BRONN.
Lamell.	<i>Chlamys</i> cf. <i>varius</i> LINNÉ.	<i>Achelous</i> sp.
	— cf. <i>multistriatus</i> POLI.	Poiss. <i>Myliobatis</i> , <i>Carcharodon megalodon</i>
	— <i>Raulini</i> COSSM. et PEYR. var.	AG., <i>Odontaspis</i> , <i>Carcharias</i> , <i>Galeo-</i>
	<i>makambyensis</i> C.C.	<i>cerdo aduncus</i> AG., <i>Sphyrna prisca</i>
	<i>Flabellipecten Waterloti</i> C.C.	AG., <i>Hemipristis serra</i> AG., <i>Cybium</i> .
	<i>Spondylus gaederopus</i> LIN.	Reptiles : Tortues, Crocodiliens.
	<i>Ostrea Virleti</i> DESH.	Mamm. <i>Halitherium</i> .
	— aff. <i>Duvergieri</i> COSSM. et PEYR.	

Parmi ces espèces, ainsi que l'ont fait remarquer MM. Cottreau et Collignon, la plupart sont nettement miocènes, quelques-unes antépliocènes, et les autres nouvelles ou indifférentes. L'âge miocène est donc indiscutable.

3° *Un plateau étroit s'étendant d'Andimaka au Cap Tanjona*. La falaise du Cap Tanjona présente, d'après M. Perrier de la Bathie, la coupe suivante :

5. Sables latéritiques vers le sommet (15 m.).
4. Sables à zones latéritiques avec concrétions grésio-ferrugineuses (15 m.).
3. Calcaire gréseux dur avec intercalations de calcaire crayeux à *Cyphus*, Échinides, ossements, etc. (12 m.).
2. Calcaires gréseux tendres à *Cyphus* et Huitres (8 m.).
1. Grès tendres à intercalations marneuses et nodules calcaires avec nombreux Bivalves et Gastéropodes (35 m.).

D'après MM. Cottreau et Collignon, les niveaux 3, 2 et 1 renferment les espèces suivantes :

Echinocyamus Voeltzkowi TORNQ.
Eolampas excentricus DUNCAN et SLADEN.
Chlamys varius LINNÉ.
 — *gloriamaris* DUBOIS.
Lucina globulosa DESH.

Cyphus arenarius L.
Strombus nodosus BORS.
Conus, *Hemiconus*, *Cypræa*, *Natica*, *Xenophora*,
Cylindrobullina, *Buccinum*, *Campanile*.

Ces formations sont donc certainement de même âge que celles de l'Ile Mahakamby ; toutefois le niveau de base de l'horizon à *Cyphus* s'est relevé progressivement depuis la Betsiboka, où il est à la cote 0, jusqu'à l'Ile Mahakamby, où il atteint 7 m. et au Cap Tanjona où il se trouve à 35 m. (remarque de M. Perrier de la Bathie). On peut conclure de ce fait à un relèvement de la côte important à l'Ouest du delta de la Mahavavy et faible ou nul à l'Est.

4° *La Pointe Sada*, sur la baie de Baly, au Nord de Soalala. La constitution détaillée de ce gisement n'est pas connue, pas plus que le niveau de base des couches à *Cyphus*. On y a recueilli, d'après MM. Cottreau et Collignon, les espèces fossiles suivantes :

Echinopsis Thierryi C.C.
Echinocyamus Voeltzkowi TORNQ.
Eolampas excentricus DUNCAN et SLADEN.
Ostrea aff. *virgata* GOLDF.

Cyphus arenarius L.
Strombus nodosus BORS.
 Gastéropodes divers à l'état de moules comme
 au cap Tanjona.

Il est vraisemblable que d'autres affleurements miocènes existent entre la baie de Baly et l'estuaire de la Namahota, en bordure de la côte, mais aucun n'a été signalé jusqu'à ce jour.

5° J'ai recueilli personnellement des tubes de *Cyphus* mêlés à une faune de Gastéropodes marins quaternaires, dans le lit de la Kapiloza à la traversée de la piste de Soalala à Bemena ; il est certain que ces *Cyphus* proviennent d'une région peu éloignée et probablement située un peu en amont du point où je les ai trouvés, ce qui indiquerait une assez grande extension du Miocène à l'intérieur des terres.

Tel est l'ensemble de nos connaissances actuelles sur le Miocène dans le Bassin de Sitampiky ; de même que pour l'Eocène, les affleurements sont très réduits par suite de la présence d'une couverture plus récente de sables plus ou moins latéritiques et de cailloutis, couverture dont il sera question plus loin.

II. AIRE D'ENNOYAGE DE MAINTIRANO

Je n'ai pas exploré le Milanja et les côtes avoisinant le Cap Saint-André. D'après les renseignements que j'ai pu obtenir sur cette région et d'après la topographie de la côte qui est généralement basse, il paraît peu probable qu'on y découvre d'importants affleurements de terrains éocènes ou miocènes.

Eocène.

C'est seulement au Sud de Besalampy que des affleurements éocènes ou présumés tels ont été reconnus.

1° *Entre Ambatobe et Andranoboka* (sur le Ranobe), j'ai observé, dans un fond de ravin, sous des sables blancs qui recouvrent directement les basaltes mésocrétacés en ce point un petit affleurement de calcaire blanc, peu marneux, mais malheureusement sans fossiles, que j'ai été conduit à rapporter à l'Eocène d'après son faciès.

2° Dans la région comprise entre le Ranobe au Nord et le Manambao au Sud, un niveau de calcaire tendre crayeux avec zones plus dures, gréseuses et riches en éléments éruptifs, apparaît en bien des points sous la couverture de sables récents, notamment entre Ankazobe et Ankirijibe, à l'Est de Tambohorano, et au Sud de ce village. A Tambohorano même, ce calcaire se rencontre à 3 m. environ de profondeur dans les puits du poste. De petites carrières situées à l'Est de Tambohorano ont été creusées par les indigènes pour faire de la chaux. Je n'ai pu recueillir aucun fossile dans ces calcaires qui, même en lames minces, ne présentent pas trace d'organismes. C'est par suite avec quelque doute que j'ai attribué ces divers affleurements au Nummulitique sur ma carte; on peut seulement affirmer leur âge post-turonien, car ils renferment des éléments empruntés aux formations basaltiques méso-crétacées.

3° Des calcaires analogues affleurent en falaise au Nord de l'estuaire de la Mahagomba, d'après M. Contenciel.

4° A 5 km. environ au NE de Maintirano, M. Dumas a signalé un petit affleurement de calcaire à grain très fin contenant de grandes Nummulites (?); malheureusement aucune précision n'existe sur la détermination de ces Foraminifères.

Au Sud de Maintirano, et jusqu'au Manambolo, je n'ai observé aucun affleurement calcaire qui puisse être rapporté à l'Eocène. M. Schnaebelé a toutefois signalé un pointement de calcaires récifaux sous une couverture de sables ferrugineux entre Tsianaloky et Soahanina, mais aucun fossile ne permet de le dater.

En résumé, la plupart des affleurements calcaires attribuables à l'Eocène, entre le Cap Saint-André et le Manambolo, sont d'âge douteux et la découverte d'une faune, au moins de Foraminifères, serait indispensable pour permettre d'affirmer qu'ils sont tertiaires et non maëstrichtiens.

Miocène.

Des couches à *Cyphus arenarius* comparables à celles de l'île Mahakamby ont été signalées près de Besalampy, à Marofotra (Marofotsy de la carte), par MM. Cottreau et Collignon, d'après M. Waterlot. J'ai vu moi-même à Besalampy des moellons pour la construction provenant de Marofotra et constitués par un calcaire gréseux blanc bien cimenté, mais non fossilifère. Les espèces fossiles suivantes ont été recueillies dans ce gisement et déterminés par MM. Cottreau et Collignon :

Dendracis meridionalis TORNQ.
Echinocyamus Voeltzkowi TORNQ.
Schizaster hova TORNQ.
Ostrea aff. *virgata* GOLDF.
Cardita sp.
Tellina bipartita BAST.
Cyphus arenarius L.
Trochus Lorioliana NOBTL.
Nerita Teilhardi C.C.

Nerita Magdalenæ C.C.
Turritella cf. *turris* BAST.
 — *Perrieri* C.C.
Cerithium margaritaceum BR.
 — cf. *plicatum* BRUG.
 — *Bronni* PARTSCH.
 — *Boulei* C.C.
 — *Roedereri* C.C.

Malgré une plus grande abondance de Gastéropodes, cette faune est certainement contemporaine de celle de l'île Mahakamby, la présence des *Cyphus* est particulièrement caractéristique.

Aucun autre gisement de Miocène fossilifère n'a été signalé plus au Sud, entre Marofotra et le Manambolo, cependant j'ai cru devoir rapporter au Miocène, sur ma carte, certains niveaux de grès calcaires cités par M. Schnaebelé et qui affleurent sous les sables et grès ferrugineux en plusieurs points de la côte; notamment à l'embouchure de la Soahanina et au Cap Kimby. Les analogies de leur faciès et de leur position stratigraphique me paraissent en faveur de cette interprétation, en attendant que la découverte d'une faune permette de préciser leur âge.

RÉSUMÉ STRATIGRAPHIQUE

L'Eocène est mal représenté le long de la partie médiane de la côte ouest de Madagascar ; grâce à la présence de Nummulites et d'*Alveolina oblonga*, il est possible cependant d'attribuer à l'Eocène inférieur ou moyen les calcaires qui se superposent aux calcaires maëstrichtiens entre la Betsiboka et la baie de Baly. Par contre, aucun fossile (sauf peut-être les Nummulites problématiques citées par M. Dumas), ne permet d'affirmer l'âge éocène des affleurements calcaires bordant la côte au Sud de Besalampy et principalement près de Tambohorano.

Le Miocène est, par contre, très fossilifère et malgré l'exiguïté de ses affleurements, répartis le long de la côte depuis le Cap Katsepe jusqu'à Marofotra près Besalampy, leur attribution au Burdigalien ou tout au plus à l'Helvétien ne fait plus de doute.

En plusieurs points l'Eocène paraît transgressif, en particulier au Sud du Cap Saint-André (si toutefois l'âge tertiaire des calcaires de cette région est admis), car il renferme de nombreux éléments éruptifs qui semblent indiquer une transgression jusque sur les basaltes ; de même, au Nord d'Anaboringa, la mer nummulitique s'est avancée assez loin sur les calcaires sénoniens.

Les dépôts du Miocène correspondent aussi à une transgression, moins importante cependant que la précédente et ayant succédé à une longue phase d'émersion marquée par une lacune stratigraphique (Eocène supérieur, Oligocène).

CORRÉLATIONS AVEC LES RÉGIONS VOISINES

1° Madagascar.

Les terrains tertiaires sont beaucoup plus étendus et mieux connus à la fois dans le Nord et dans le Sud de Madagascar, de sorte qu'un exposé un peu détaillé de la stratigraphie du Tertiaire de ces régions serait disproportionné avec l'étude qui précède, aussi je me bornerai à indiquer ici les seuls faits qui peuvent aider à préciser cette étude.

Côte Nord-Ouest.

Au Nord de Majunga, les affleurements nummulitiques ne semblent pas s'étendre très loin ; toutefois ils reparaissent au Nord de la baie de Mahajamba où Baron a recueilli une faune de Foraminifères parmi lesquels NEWTON (162) a reconnu : *Alveolina oblonga* D'ORB., *Nummulites sub-Beaumonti* DE LA HARPE, *Nummulites acutus* SOW., *N. obesus* LEYM., *N. Beaumonti* D'ARCH. et HAIME, *N. biarritzensis* D'ARCH. et H., *N. Ramondi* DEFR., *Assilina spira* DE POISSY, toutes formes de Lutétien moyen, sauf *Alveolina oblonga* qui, d'après R. Douvillé, serait un peu plus ancienne.

Ces affleurements se poursuivent vers le Nord jusqu'à la pointe Maromomy et se prolongent en mer par les îles de Nosy Lava, Nosy Valiha, etc. (Îles de Port Radama) qui contiennent : *Nummulites biarritzensis* D'ARCH., *N. Carteri* D'ARCH. et *Orthophragmina Colcanapi* R. DOUV. ; la faune paraît ici plutôt du Lutétien supérieur, d'après R. Douvillé.

Plus au Nord, c'est seulement dans la région de Diego-Suarez que de nouveaux affleurements de Nummulitique se rencontrent ; ils constituent des tables de calcaire très dur qui

couronnent la Montagne des Français, Windsor Castle, etc. M. P. Lemoine, qui les a découverts, y signale : *Nammulites Lucasanus* DEFR., *Alveolina subpyrenaica* LEYM., *A. elliptica* Sow., *Orthophragmina discus* RUT., etc. D'après R. Douvillé, cette faune serait encore du Lutétien inférieur ou moyen. Ces formations sont ici nettement transgressives.

Le Miocène est connu seulement au Nord de la Baie de Diego, dans le Bobaomby, où il a été découvert par M. P. LEMOINE (138 bis). D'après les déterminations de R. DOUVILLÉ (85), on peut y distinguer : à la base, des calcaires stampiens avec intercalations de tufs et de coulées basaltiques, à *Lepidocyclina* aff. *dilatata* MITCH.; au-dessus, des calcaires tendres aquitaniens à *Lepidocyclina formosa* SCHL.; enfin, au sommet, des calcaires blancs aquitaniens et burdigaliens à *Lepidocyclina Martini* SCHL., *Cyclotypeus*, etc. Ces niveaux sont fortement transgressifs, parfois jusque sur le Cénomanien.

Côte Sud-Ouest.

Au Sud du Manambolo, divers affleurements de calcaires nummulitiques ont été signalés et semblent constituer une bande presque continue, souvent recouverte par des sables récents et qui prolonge vers le Sud les niveaux calcaires, d'âge imprécis, situés le long de la côte entre le Cap Saint-André et le Manambolo. De tels affleurements, rapportés au Lutétien et constitués par des calcaires compacts, affleurent à l'Est du plateau de Tsiandavo et dans le bassin de la Morondava, entre Mahabo et Besakondry; ils renferment des Alvéolines, des Orthophragmines et des Huitres voisines d'*Ostrea edulis* (d'après M. H. Douvillé).

Enfin l'Eocène constitue de véritables causses calcaires, au Nord de l'Onilahy d'une part (cause au Nord de la Fiherenga, Montagne de la Table au SE de Tulléar) et d'autre part au Sud de ce fleuve où il forme le vaste plateau Mahafaly, entièrement désertique, qui s'étend jusqu'au Sud du Menarandra, non loin du Cap Sainte-Marie. Ces calcaires, passant parfois à des grès, lorsqu'ils reposent directement sur le massif cristallin, paraissent tous à peu près du même âge et sont probablement du Lutétien. FISCHER (92) y avait signalé, de la région de la Fiherenga : *Alveolina ovoidea* D'ORB., *A. longa* GJZEK, *Orbitoides* cf. *papyracea* BOUBÉE, *Nerita Schmiedeliana* CHEMN., etc. D'autre part, GIRAUD (106) cite la présence, d'après la détermination de M. H. Douvillé, de *Nummulites atavicus* LEYM. dans le plateau Mahafaly.

La transgression du Lutétien dans l'extrême Sud de Madagascar est encore plus accentuée que dans l'extrême Nord, puisqu'il y recouvre toutes les autres formations sédimentaires; les grès et calcaires appartenant à cet étage reposent directement sur le Massif cristallin dans le pays Mahafaly.

Enfin GIRAUD signale la présence de formations aquitaniennes à Lépidocyclines, transgressives sur le Nummulitique et constituées par des grès calcaires, au Faux-Cap (107, p. 20). Depuis lors, des couches à *Cyphus* ont été découvertes dans cette région méridionale de Madagascar, au Sud de Tulléar d'une part et au Cap Sainte-Marie (COTTREAU et COLLIGNON, 72) d'autre part.

*
* *

Cette rapide revision du Nummulitique et du Miocène à Madagascar met en évidence la généralité de la transgression lutétienne, qui est seulement indiquée dans la région médiane de la côte ouest, alors qu'elle est très accentuée au Nord et surtout au Sud. La transgression miocène est également très générale : elle est déjà sensible dès l'Aquitaniens au Nord et au Sud de l'île, tandis qu'elle ne se fait sentir qu'au Burdigalien dans la région intermédiaire.

1° Côte orientale d'Afrique.

Le long de la côte orientale d'Afrique, en face de Madagascar, les affleurements éocènes, qui sont connus depuis le Zuzuland au Sud jusque dans l'ancienne Afrique Orientale Alle-

mande, présentent de grandes analogies de faciès et de faune avec les formations qui viennent d'être décrites à Madagascar. Dans l'Afrique Orientale Portugaise, les calcaires lutétiens qui surmontent directement le Crétacé supérieur forment au Nord et à l'Ouest de Beira, les plateaux de Sheringoma et de Buzi qui semblent comparables au plateau Mahafaly; on a recueilli dans ces calcaires *Nummulites biarritzensis* D'ARCH., *N. planulatus* D'ORB., *N. perforatus* D'ORB., etc. Plus au Nord, dans l'ancienne Afrique Orientale Allemande, entre Kilwa et Lindi, le Lutétien plus marneux renferme encore *Nummulites perforatus* et *N. Ramondi* DEFR., avec de nombreuses Alvéolines.

Dans cette dernière colonie, près de Lindi, on observe également, au-dessus de ces formations lutétiennes, des marnes et des calcaires miocènes à *Lepidocyclina Verbeeki* NEWT. et *L. formosa* SCHLUMB. avec de nombreux Échinides; ces dépôts, vraisemblablement aquitaniens, se prolongent jusque dans le Nord du Mozambique, au Sud du Cap Delgrado.

On retrouve donc, de part et d'autre du Canal de Mozambique, l'indication de deux transgressions, l'une au Lutétien et l'autre à l'Aquitaniens, séparées par une phase de régression bien marquée par une lacune stratigraphique correspondant au sommet de l'Eocène et à l'Oligocène.

B. DÉPÔTS POST-MIOCÈNES. QUATERNAIRE

Dans toute la région médiane du Pays Sakalave, mais principalement au voisinage des côtes, de grandes étendues de dépôts arénacés sans fossiles et par suite impossibles à dater avec précision, couvrent les formations sédimentaires plus anciennes qui viennent d'être étudiées. Ces dépôts ne sont certainement pas tous de même âge, mais c'est seulement d'après leur constitution lithologique et leur situation topographique qu'il est généralement possible de les grouper. J'ai cru pouvoir distinguer, par ordre d'ancienneté décroissante, du moins autant qu'on peut s'en rendre compte, divers types de dépôts.

1. Sables ferrugineux et latéritiques.

Les plus anciens sont des sables ferrugineux, le plus souvent grossiers, latéritiques, avec concrétions gréseuses cimentées par de la limonite; en certains points, ces sables peuvent devenir plus cohérents et passer à de véritables grès; ailleurs, ils se chargent de galets de quartz et de calcédoine. Ces caractères rendent parfois difficile la distinction entre les grès mésocrétacés et ces dépôts arénacés; seule, la présence de galets ou de fragments plus ou moins roulés de calcédoine (provenant des formations basaltiques mésocrétacées) permet de rapporter avec certitude un affleurement déterminé à la formation la plus récente.

Ces sables ferrugineux occupent de vastes étendues au Sud du Cap Saint-André, d'une part à l'Est de Tambohorano et d'autre part à l'Est de Besalampy. L'affleurement de Tambohorano s'étend depuis la Mahagomba, au Sud de Bemena, jusqu'au Ranobe dans la région de Berevo. Entre Bemena et le Manambao, il forme une bande étroite s'appuyant sur des calcaires marneux blancs du Sénonien supérieur et recouverte par des sables blancs fins; on y rencontre de nombreux fragments peu roulés de calcédoine. Au Nord du Manambao, ces sables forment un large plateau incliné vers la mer et qui atteint environ 130 m. sur son bord oriental; quelques zones argilo-sableuses s'y rencontrent dans sa partie occidentale. Ainsi que je l'ai déjà signalé (p. 157), il est possible que la bordure orientale de ce plateau, dominant les formations éruptives d'Ambalatana et qui est constituée par des grès ferrugineux bien cimentés, soit d'âge crétacé moyen; mais, dans ce cas, la délimitation des deux niveaux gréseux serait difficile à préciser.

Entre Ambatobe et le Sambao, des sables ferrugineux analogues aux précédents, parfois bien cimentés (roc d'Ambatobe), s'interposent à nouveau entre les sables blancs et les for-

mations basaltiques. La piste de Besalampy à Bekodoka les traverse sur une dizaine de kilomètres et là encore, avant d'atteindre les grès tendres du Trias bien caractérisés par leur faciès, on observe une zone de grès, parfois très durs, que je crois ici pouvoir attribuer au Crétacé moyen, étant donné la position stratigraphique de son prolongement vers le Sud.

Enfin, depuis l'Andranomavo jusqu'à Bemena, et probablement au-delà vers l'Ouest, s'étend une large bande de sables ferrugineux et de grès, tendres en général et plus ou moins grossiers, avec concrétions limonitiques, qui recouvrent directement les grès mésocrétacés. Par leur faciès comparable à celui des formations décrites plus haut, celles-ci m'ont paru leur être équivalentes.

En dehors de ces larges affleurements, il existe de nombreux lambeaux arénacés moins étendus qui me paraissent devoir être rapportés à la même formation :

a) Au Nord du Manambolo, dans la région du Cap Kimby et au Nord de la Soahanina, des grès ferrugineux et des conglomérats s'intercalent entre les calcaires gréseux probablement miocènes et des sables blancs formant des dunes. La base de ces dépôts atteint, en bordure de la côte, environ 20 à 30 m. d'après M. Schnaebelé.

b) Des placages de cailloutis et de sables latéritiques, signalés par M. Perrier de la Bathie, recouvrent à la fois l'Eocène et le Sénonien au Nord et à l'Est du Lac Kinkony. Ces dépôts renferment des galets de quartz, des fragments de bois silicifiés et de concrétions de calcédoine; ils sont parfois aurifères. Ce sont des lambeaux de cette nature qui recouvrent le Miocène au Cap Tanjona et dans l'île de Mahakamby (niv. 1 et 2 des coupes de M. Perrier de la Bathie, p. 134). Pour cet auteur, l'épaisseur de ces lambeaux ne dépasse pas 15 m. et leur cote de base ne descend jamais au-dessous de 50 m., même au voisinage de la côte.

c) Enfin, des lambeaux comparables aux précédents se rencontrent souvent à de grandes distances de la côte, reposant sur des affleurements sédimentaires ou éruptifs de tout âge et en général d'autant plus élevés qu'ils sont plus éloignés de la côte. Comme l'a fait remarquer M. Perrier de la Bathie, il est généralement impossible de les distinguer des éluvions triasiques lorsqu'ils reposent sur ces niveaux, mais il en est de même pour les placages qui recouvrent les grès mésocrétacés. Il est certain cependant que ces cailloutis se rencontrent sur ces divers terrains, car j'en ai observé des témoins au sommet du Mont Ambereny, au centre de l'Antatika (547 m.) et au sommet du Fonjay (769 m.).

La majeure partie des affleurements qui viennent d'être décrits sont vraisemblablement de même âge et doivent être considérés comme les témoins d'une nappe alluviale d'origine fluviale qui a dû recouvrir une superficie importante du pays sédimentaire. Cette théorie est admise par M. Perrier de la Bathie pour la plupart des lambeaux situés au Nord et à l'Est du Lac Kinkony, où ces dépôts sont datés par le fait qu'ils recouvrent le Miocène de l'île de Mahakamby et du Cap Tanjona; ils sont donc postburdigaliens et probablement pliocènes. D'autre part, dans cette région, la base de la nappe alluviale s'abaisse progressivement de l'intérieur des terres vers la mer, mais sans jamais descendre au-dessous de 50 m. M. Perrier de la Bathie en conclut que le rivage, correspondant à la ligne d'intersection de ce plan de base avec la surface de la mer, devait être situé, lors du dépôt de ces formations, à une grande distance au large des côtes actuelles. Cette régression importante aurait pu être mise à profit par les Hippopotames et le Potamochère d'Afrique pour pénétrer à Madagascar, à la faveur d'une plate-forme continentale reliant, d'une manière plus ou moins continue, Madagascar à la côte d'Afrique par les Comores, ainsi que l'ont pensé MM. Léon BERTRAND et L. JOLEAUD (26, 125).

Entre Maintirano et le Manambolo, les grès ferrugineux occupent une situation comparable à celle des lambeaux du Bassin de Sitampiky; cependant leur cote de base est moins élevée. Plus au Nord, les grands affleurements de Tambohorano, de Besalampy et de Soalada présentent par contre une épaisseur nettement plus grande et paraissent, s'abaisser jusqu'au niveau de la mer; leur origine purement fluviale me paraît d'ailleurs discutable; ils doivent plutôt être considérés comme des dépôts fluvio-marins et seules les formations superficielles de sables latéritiques paraissent être d'origine continentale.

Pour conclure, il est certain qu'une nappe alluviale correspondant à une phase de pénépléation postburdigalienne s'est étendue sur une partie importante de l'aire sédimentaire étudiée. Toutefois il ne me paraît nullement démontré que cette phase ait été corrélative d'une importante régression, car non seulement la présence de galets très roulés dans les témoins de cette nappe au Nord de Sitampiky, permet de douter de son caractère purement fluvial, mais des surrections inégales de l'ancienne surface de la pénéplaine ont pu suffire pour provoquer la disposition actuelle qui a frappé M. Perrier de la Bathie, sans qu'il soit utile de faire intervenir une régression.

2. Sables blancs des dunes.

Ces sables blancs constituent des dunes anciennes, complètement fixées jusqu'à de grandes distances du rivage (Pl. IV, fig. 3).

Ils sont surtout bien développés sur la côte s'étendant du Cap Saint-André au Manambolo; ils recouvrent indifféremment toutes les formations antérieures, y compris les sables et grès ferrugineux mio-pliocènes. En beaucoup de points, notamment entre le Manambolo et la Miharano (Forêt de Tsimembo), entre Maintirano et la Mangomba, entre Berevo-sur-Ranohe et Ambatobe, ces dépôts sont limités vers l'Est par une rangée presque rectiligne de dunes boisées. Ailleurs, principalement quand ils reposent sur les sables ferrugineux néogènes, il peut être difficile de préciser les limites des deux formations. La cote de la surface de base de ces sables ne paraît pas dépasser 20 m.; ils ne sont pas fossilifères.

Dans le Bassin de Sitampiky, je n'ai pas retrouvé l'équivalent exact de cette formation, mais seulement des alternances de cailloutis bien roulés et de sables blancs, en particulier sur le bord nord du Lac Kinkony et au Nord de la piste d'Analalava à Mitsinjo. Toutefois, j'ai touché la côte en trop peu de points dans cette région pour pouvoir affirmer qu'il n'existe pas de dunes comparables à celles décrites précédemment entre la Betsiboka et le Cap Saint-André.

De telles dunes sont certainement dues en partie aux actions éoliennes; mais leur extension jusqu'à plus de 30 km. des côtes en certains points permet de penser que les sables blancs avaient été antérieurement déposés au cours d'une transgression importante.

L'âge de ces dépôts, ainsi que de la transgression correspondante, n'est pas possible à préciser en l'absence de fossiles. J'ai adopté sur ma carte la notation p par analogie avec la notation du sable des Landes, mais il est possible que ces formations soient du Quaternaire ancien.

3. Dépôts marins quaternaires.

M. Perrier de la Bathie a mis en évidence, dans les vallées de la Betsiboka et de la Mahavavy, l'existence de dépôts marins renfermant des fossiles appartenant à des espèces vivant encore à l'heure actuelle, soit à Madagascar même, le long de la côte occidentale, au-dessous du niveau des basses mers, soit dans la mer des Indes (d'après M. Petit). Les principaux gisements qui peuvent se rencontrer jusqu'à 70 km. des côtes actuelles, mais dont l'altitude ne dépasse jamais 30 m. sont les suivants :

Dans la plaine de Marovoay, à Ambolimoty, Ambohimena, Madirokely, etc., des lambeaux de sables et de cailloutis, pouvant se rencontrer jusqu'à 25 m. d'altitude, ont fourni à M. Perrier de la Bathie deux Huitres dont *Ostrea* aff. *cucullata*.

Dans la vallée de la Mahavavy, le même explorateur a cité près d'Antaboka (en amont d'Ambato), sur la rive droite du fleuve, un témoin de ces dépôts marins constitué par un amas de coquilles et de coraux, épais de 5 m., atteignant 30 m. d'altitude et s'étendant sur plus d'un hectare. D'autres lambeaux analogues se rencontrent dans tout le delta de la Mahavavy et j'en ai rencontré plusieurs personnellement dans la région d'Ampananinara

(= Boeny de la carte), où ils constituent de petites buttes qui dominent la plaine d'alluvions récentes.

Ces dépôts prouvent l'existence d'une transgression quaternaire qui s'est étendue très loin dans l'intérieur de l'île en envahissant les estuaires des grands fleuves. En étudiant la flore halophile qui subsiste autour du Lac Kinkony, M. Perrier de La Bathie a pu reconstituer les limites probables de l'ancienne baie qui s'était établie sur l'emplacement actuel du Lac. Cette baie communiquait avec la pleine mer par un goulet étroit correspondant aux affleurements de calcaires maëstrichtiens ; le Lac de Mitsinjo était une autre petite baie étroite et profonde en relation avec le même détroit.

La large plaine alluviale qui borde l'estuaire de l'Andranomavo a certainement été aussi envahie par la mer à cette époque, ainsi que les abords des estuaires de la Namahota, du Manombo et du Bokarano.

Il est possible, d'autre part, que les sables blancs, étudiés précédemment, qui bordent la côte au Sud du Cap Saint-André, aient été déposés, au cours de cette transgression étant donné que leur cote maximum ne dépasse pas 30 m. La découverte d'une faune dans ces sables pourrait seule permettre de les dater avec certitude.

A cette transgression quaternaire a fait suite, sur cette côte, une lente régression qui dure encore de nos jours et qui se traduit par l'existence de vastes étendues sableuses encore salées (au Sud de Maintirano, près de Tambohorano, etc.), d'où la mer s'est définitivement retirée ; la disparition des palétuviers a suivi ce recul.

4. Formations continentales quaternaires.

La pénéplaine tertiaire, post-burdigalienne, qui a été signalée plus haut et dont les témoins atteignent parfois des altitudes supérieures à 500 m. lorsqu'on s'éloigne à plus de 60 km. des côtes (Ambereny, Fonjay), a été profondément entamée par l'érosion pendant les temps quaternaires. Plusieurs phases de pénéplénation semblent avoir alterné avec les phases d'approfondissement des vallées ; il en est résulté dans la région du moyen Manambolo, la disposition en gradins étagés correspondant à deux anciennes surfaces de pénéplaine (320 m. et 250 m. environ), qui a été décrite dans l'aperçu géographique (p. 25, Pl. I, fig. 3).

De larges témoins de la *pénéplaine supérieure* subsistent encore entre le Manambolo et la Tsiribihina et entre le Haut-Manambao et la Mitsiotaka ; ils ont été signalés par MM. Léon BERTRAND et L. JOLEAUD (24) qui leur assignent encore une altitude un peu supérieure à 300 m. C'est aussi à cette pénéplaine que MM. Bertrand et Joleaud rapportent les carapaces à faciès steppique, silico-ferrugineuses qu'ils ont observées au NW de Beravina (Ampivalana, au SW de Morafenobe). Je suis d'accord avec ces auteurs pour admettre un âge pliocène récent ou quaternaire ancien pour ces témoins de pénéplaine, étant donné leur altitude actuelle.

Terrasses dans les vallées

La seule étude des terrasses anciennes déposées par les principaux fleuves de la région décrite ici, nécessiterait de longues explorations ; je me contenterai, par suite, d'énumérer succinctement les principaux témoins de terrasses que j'ai pu observer au cours de mes itinéraires :

1° Vallée du Manambolo.

Il existe des lambeaux de terrasses situées à 20 m. environ, en moyenne, au-dessus du niveau des basses eaux du fleuve, près d'Ankavandra sur la rive droite, à Bekopaka, au NW de Mahanitsy, à l'Est de Mitraiky et à 1 km. au NW de Trangahy.

Plusieurs lambeaux d'une terrasse à une altitude de 70 m. environ au-dessus du fleuve, c'est-à-dire 50 m. au-dessus des précédents, se rencontrent au Nord de Bekopaka. Il est

possible que l'étage inférieur des vastes terrasses signalées dans la haute vallée du Manambolo à 100 m. environ au-dessus du lit du fleuve soit l'équivalent de cette dernière, mais les dépôts alluviaux sont rares à sa surface et mélangés à des éluvions; de plus, il est probable que le creusement des gorges dans le Bemaraha a entraîné des différences notables dans le synchronisme des terrasses de la haute et de la basse vallée.

2° Vallée du Manambao.

Des témoins de terrasses, particulièrement nets et étendus dans la région d'Ambalarano et à l'Ouest de Mafebony (sur la rive gauche), peuvent se rapporter à trois systèmes d'alluvionnement : une haute terrasse, située à une altitude de 70 à 80 m. au-dessus des basses eaux du fleuve; une moyenne terrasse, située à 20 m. au-dessus de ce même niveau; enfin une basse terrasse, à 8 m. environ d'altitude au-dessus du lit du fleuve.

3° Vallée du Ranobe.

Les lambeaux de terrasses sont rares dans cette vallée qui est plus encaissée en général que les précédentes. C'est seulement dans la région comprise entre le confluent de la Masiakampy et le camp d'Amposa que j'ai pu observer, sur les deux rives du fleuve, des fragments de hautes terrasses dont l'altitude est voisine de 60 m. au-dessus du lit.

4° Vallées de la Manangoza, du Sambao, du Manombo, de la Namahota et de l'Andranovamo.

Je n'ai pas eu l'occasion de noter la présence de témoins bien définis de terrasses fluviales dans ces vallées.

5° Vallée de la Mahavavy.

Il existe des témoins de terrasses à 20 m. environ au-dessus des basses eaux, sur la rive droite du fleuve, au Sud d'Antanibaribe.

En aval, dans la région du Lac Kinkony, il est difficile de distinguer les terrasses anciennes des dépôts marins quaternaires déjà signalés.

6° Vallée de la Menavavy et de l'Ikopa.

De nombreux lambeaux de terrasses, situés à une altitude voisine de 30 m., se rencontrent sur la rive gauche de ces deux rivières, jusqu'au voisinage de Maevatanana.

Dépôts lacustres.

Sur le flanc NE du Mont Besongomby, au Nord de Morafenobe, j'ai constaté la présence de dépôts marneux qui m'ont paru avoir une assez grande extension. Ils occupent les parties hautes des vallées de plusieurs affluents de la Belitsaka et sont traversés par le tracé de la route qui joint Bemaimbo à Tambohorano. Ce sont des marnes bleuâtres avec nombreuses traces végétales, parfois bien conservées et partiellement lignifiées (feuilles, rameaux, etc.); malheureusement, par suite de leur fragilité, les échantillons que j'avais récoltés n'ont pas été déterminables. En raison de leur nature, ces dépôts me paraissent être d'origine lacustre, assez anciens toutefois, étant donné la topographie actuelle de la région. Il est possible qu'un jour la découverte d'ossements dans cette formation permette de la dater avec quelque précision.

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS

A la suite de la transgression miocène et à une époque qu'il n'est pas possible de dater avec précision, mais qui était probablement la fin du Miocène ou le Pliocène, la plus grande partie de la région médiane du Pays sakalave a été transformée en une pénéplaine dont la

cote correspondait aux points culminants actuels de l'aire triasique. Cette phase paraît avoir été suivie par une régression importante, mais impossible à préciser.

Postérieurement, une seconde phase de pénéplénation dont les témoins actuels sont plus importants, mais beaucoup moins élevés que ceux de la phase précédente, semble avoir eu lieu vers la fin du Pliocène ou le début du Quaternaire.

Enfin, au cours du creusement des cours d'eau actuels dans cette pénéplaine, plusieurs niveaux de terrasses se sont formés, parmi lesquels l'un situé à 70 ou 80 m. et l'autre à 20 m. au-dessus des lits actuels, paraissent assez constants dans toute la région. Une transgression, bien marquée par l'envahissement de la région du Lac Kinkony et de l'estuaire de la Betsiboka, s'est produite pendant le Quaternaire, mais les corrélations des formations marines correspondantes avec les terrasses fluviales restent à établir.

TROISIÈME PARTIE

MANIFESTATIONS ÉRUPTIVES. ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE

CHAPITRE I

RÉPARTITION, NATURE ET AGE DES MANIFESTATIONS ÉRUPTIVES

Des manifestations éruptives, parfois très nombreuses, se rencontrent dans toutes les formations cristallophylliennes ou sédimentaires plus anciennes que les épanchements basaltiques de la base du Crétacé supérieur. J'ai été conduit incidemment à faire allusion à ces venues éruptives dans l'étude stratigraphique qui précède, mais je me propose dans le présent chapitre d'en faire l'étude d'ensemble, en insistant plus particulièrement sur certains massifs importants.

Pour ne pas préjuger de l'âge des diverses manifestations éruptives, j'ai jugé préférable d'exposer leur répartition et leur constitution en les groupant suivant les zones d'affleurement des grandes divisions de la série sédimentaire.

I. SUBSTRATUM CRISTALLOPHYLLIEN

En bordure du Bongolava, on peut constater en quelques points, notamment au NE d'Ambatomainy, que les filons doléritiques qui traversent le Trias se prolongent dans le massif cristallin. L'Antetazambato E m'a paru se comporter de la même manière.

J'ai observé, d'autre part, des filons de dolérite dans les affleurements cristallins du dôme de Bekodoka, en particulier entre Anjiamena et Mahiagidro et au SW de Bekodoka. Ce dernier filon traverse également un petit lambeau de Trias. On peut donc penser que toutes ces intrusions sont du même âge que celles qui seront signalées dans le Trias.

Enfin il existe également des filons de dolérite dans les micaschistes du bord occidental du dôme d'Ambohipaky.

II. PERMO-TRIAS

Des affleurements de roches éruptives se rencontrent dans toute l'étendue permienne et triasique, toutefois leur densité, leur importance, leur nature et leur mode de gisement varient beaucoup d'une région à l'autre.

Du Manambolo au Manambao.

Dans la portion de l'aire triasique comprise entre le Manambolo et le Manambao, les roches éruptives constituent le plus souvent des filons, peu épais (de quelques décimètres à 1 ou 2 mètres en général), subverticaux et s'étendant en ligne droite sur des distances

pouvant atteindre plusieurs kilomètres. Leur direction est variable, mais le plus souvent N 10 à 15° W. Quelle que soit leur nature pétrographique, ils ont durci et même parfois métamorphisé les sédiments encaissants sur une épaisseur plus ou moins grande, sans toutefois les avoir dérangés d'une manière appréciable. Ce sont précisément ces épontes sédimentaires, plus cohérentes que les formations voisines, qui constituent les crêtes rectilignes dont les dykes proprement dits n'occupent qu'une étroite bande axiale.

Ces filons sont relativement peu nombreux au voisinage du Manambolo, et constitués dans cette contrée uniquement par des dolérites, généralement sans périclase, à grain plus ou moins fin, mais presque toujours à structure ophitique ou intersertale et passant à des labradorites. Certains filons enfin, sont constitués par des labradorites riches en phénocristaux de labrador (500 m. à l'Ouest des bâtiments des Mines de Morafenobe, Poste d'Ambatomainty). Leur nombre augmente à mesure qu'on se rapproche du Manambao et, en même temps, apparaissent des dykes rhyolitiques qui deviennent prédominants aux abords immédiats du fleuve. Parmi ces derniers, le plus grand est l'Antetezambato W (le « pont de pierre ») déjà signalé par Giraud. Ce dyke s'étend sur une longueur de plus de 20 km., depuis les abords de Bemarivo jusqu'au delà du Manambao qu'il traverse; son épaisseur moyenne est seulement d'une dizaine de mètres et ce sont les épontes gréseuses durcies qui constituent la majeure partie de la longue colline qui porte le nom d'Antetezambato. Dans la même région, un dyke de dolérite sans olivine, l'Ampoarakola, qui coupe la piste de Bemarivo à Antanandava, est presque aussi important que l'Antetezambato bien que beaucoup moins régulier. Enfin les dykes mixtes, constitués à la fois par une rhyolite et une dolérite, ne sont pas rares; le plus souvent la rhyolite occupe les deux zones latérales du filon et la dolérite la zone médiane (dyke à 500 m. environ au SW des bâtiments des Mines à Morafenobe), mais on peut aussi observer deux alternances successives de rhyolite et de dolérite (vallée du Ranobe, 1500 m. en amont du confluent de la Mitsiotaka).

Outre les dykes proprement dits, on observe fréquemment dans la région située au Sud du Manambolo, mais plus particulièrement au voisinage de la vallée, d'autres intrusions, variées comme forme et comme nature. Certaines sont acides; ce sont généralement des filons de pechstein ou de rhyolites très vitreuses traversant obliquement les sédiments encaissants, qui peuvent être un peu soulevés en certains points (abords est du Besongomby). D'autres, beaucoup plus nombreuses, sont doléritiques; elles se présentent le plus souvent sous forme de filons-couches ou même de petits laccolites; suivant l'importance de l'intrusion et plus particulièrement suivant son épaisseur, la roche qui la constitue est une dolérite à grain très fin avec un peu de verre ou, au contraire, un gabbro ophitique. Dans le premier cas, il est facile de trouver des échantillons frais de la roche du filon; dans le second cas, la roche est presque entièrement altérée et arénisée et la décomposition en boules y est la règle. C'est à ce dernier type, formé d'arènes d'une teinte gris-olive où abondent les concrétions siliceuses et les zéolithes, parfois traversées par des filons de dolérite fine peu altérée, qu'appartiennent les larges affleurements de Betabobo et d'Ambalarano; fréquemment des intercalations ou une couverture de grès montrent la nature laccolitique de ces massifs. Parfois, à Ambalarano par exemple, ils sont traversés par des dykes rhyolitiques; ailleurs ils sont accolés à de tels dykes.

1. Il existe de nombreux filons dans la région de Manambolematy, que je n'ai pas figurés sur la carte, faute de documents précis sur leurs positions respectives.

Nord du Manambao et vallée du Ranobe (fig. 20).

Au Nord du Manambao, les dykes rhyolitiques et doléritiques sont encore très nombreux; mais il existe, en outre, des massifs éruptifs occupant des étendues considérables et jouant

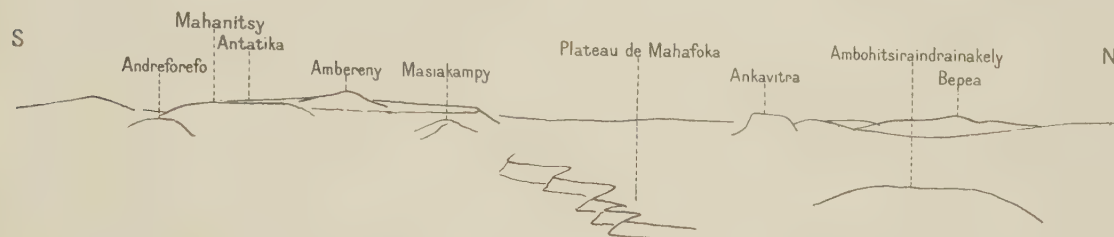


Fig. 20. — Vue panoramique vers l'Ouest prise de l'Ambohitsiraindraina.

un rôle important dans la topographie du pays. Leur nature pétrographique et leur mode de gisement permettent de les rapporter à deux types bien différents :

1° Des laccolites ou batholites, constitués par des gabbros en majeure partie, ayant fortement dérangé et métamorphisé les sédiments encaissants et entourés d'auréoles plus ou moins étendues de sills et de filons. Ce type est représenté par les deux gros massifs du Fonjay et de l'Antatika qui seront étudiés en détail un peu plus loin (p. 209).

2° Des lambeaux de rhyolites ou de microgranites, présentant un aspect tabulaire et couronnant généralement des crêtes ou des plateaux. Ces affleurements ont presque toujours un débit prismatique et ont parfois été pris pour des coulées basaltiques; en fait, ainsi que je l'exposerai par la suite, il est peu probable que ce soient réellement des témoins d'anciennes coulées, mais plutôt des intrusions. Je me bornerai à énumérer ici les principaux affleurements microgranitiques et rhyolitiques se rapportant à ce type. Un premier groupe important est situé sur la ligne de partage des eaux du Manambao et du Ranobe, à l'Est du Fonjay : il comprend en particulier le Tsimitratra, le Besongomby et le Berondro. Entre l'Antatika et le Fonjay se dresse le Mahanitsy, en face de l'ancien sondage de Masiakampy. Sur la rive droite du Ranobe, depuis Tsimirandro en aval, jusqu'au delà du méridien de Bekodoka, s'alignent une série de lambeaux rhyolitiques, présentant souvent une allure festonnée; ce sont, en ne citant que les plus importantes : le Masiakampy, l'Andreforefo, le Bokarano, l'Ambohitsiraindraina, l'Ambohitsiraindrainakely, le Kivorondolo et l'Ambohimirahavavy.

Tous ces gros massifs éruptifs sont en relation avec un réseau très serré de dykes et de sills, qui est particulièrement bien visible dans les vallées du Ranobe et de ses affluents. La description détaillée de ces intrusions n'offre aucun intérêt; au surplus, les plus importantes d'entre elles sont figurées sur la carte au 1/200 000^e ci-jointe (la plupart ne sont indiquées qu'à la traversée des cours d'eau pour ne pas préjuger de leur direction ou de leur extension au delà). Cependant, étant donné que MM. BERTRAND et JOLEAUD ont admis l'existence de coulées volcaniques dans le Permien du Ranobe (29, 30), je crois utile de donner quelques précisions sur le mode de gisement des venues éruptives de cette région.

D'une manière générale, lorsqu'on suit attentivement une intercalation doléritique sur une longueur suffisante, on observe des dispositions telles que celles figurées ci-contre

(fig. 21 et 22), qui démontrent indiscutablement leur nature intrusive; souvent d'ailleurs les formations sédimentaires encaissantes sont nettement dérangées. En certains points de la vallée du Ranobe, entre les confluent du Manambaroa et de l'Andrafiabe, plusieurs

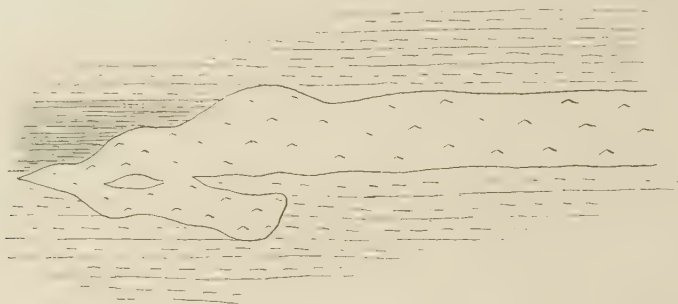


Fig. 21. — Terminaison d'un sill doléritique dans des schistes et de grès permien.
Vallée de la Besampia (échelle 1/75).

affleurements de trachyte dévitrifié, jaunâtre, présentent une surface cordée comparable à celle de certaines coulées de lave; mais ici encore, les relations de la roche éruptive avec les strates sédimentaires, dont la régularité est souvent affectée, sont telles qu'il n'est pas possible de voir dans les venues trachytiques autre chose que des filons-couches. Près du confluent de l'Andrafiabe, une intrusion de trachyte analogue provoque une voûture très accentuée dans les schistes et les grès, simulant un petit anticlinal.

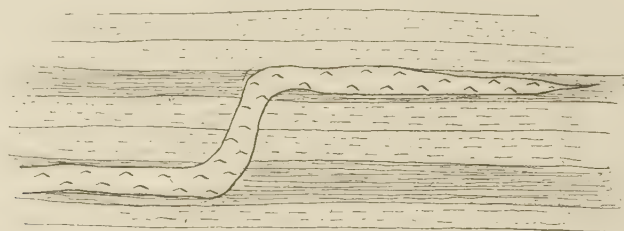


Fig. 22. — Changement de niveau d'un sill doléritique. Vallée du Ranobe (échelle 1/200).

Entre les confluent de l'Andrafiabe et de l'Antahotakana, le Ranobe traverse une région où abondent les affleurements éruptifs; la roche dominante est un trachyte ou un rhyolitoïde altéré, bleuâtre ou verdâtre, avec des éléments de biotite chloritisée formant des taches vert sombre; cette roche constitue plusieurs couches de quelques mètres d'épaisseur, présentant souvent un débit prismatique, interstratifiées dans des schistes et des grès qui sont parfois nettement métamorphisés (Pl. VI, fig. 2). Souvent des intercalations de dolérite alternent avec les trachytes; en aucun point je n'ai rencontré de tufs volcaniques ou de brèches à éléments éruptifs entre ces venues trachytiques et doléritiques. Vers le Sud, ces formations s'étendent sur de grandes surfaces entre la Mahanitsy et l'Antatika; vers le Nord elles se relient à des lambeaux de rhyolites franches qui couronnent les plateaux sur la rive droite du Ranobe. Dans la vallée de l'Antahotakana, sur la rive gauche du Ranobe, à

3 km. environ du confluent avec le Ranobe, les schistes et les grès du niveau d'Ankavandra sont fortement métamorphisés et même partiellement digérés par les trachytes.

Outre les grès et les schistes qui s'intercalent en bancs, peu épais en général, entre les différents niveaux éruptifs du complexe qui vient d'être décrit, il est intéressant de signaler l'existence, *toujours au contact immédiat des rhyolites ou des dolérites*, de plusieurs niveaux remarquablement continus d'une roche curieuse déjà signalée en 1903 par MOUNEYRES et BARON (4, p. 9292) et décrite par M. A. Lacroix (137, t. II, p. 241). Cette roche est constituée presque entièrement par des sphérolites de calcédoine accolés; au microscope, on peut constater que, fréquemment, du quartz s'est développé à la fois entre les pisolites de calcédonite, dans le ciment de calcédonite qui les unit et au centre des pisolites. M. Lacroix indique que cette roche se rencontre à l'état de fragments épars à la surface du sol, d'après les indications de Mouneyres, Baron et M. Perrier de la Bathie; il la considère comme due à la pseudomorphose d'une roche à pisolites de ctypéite d'origine hydrothermale. Cette hypothèse s'accorde très bien avec la structure de la roche, mais elle est difficile à concilier avec son mode de gisement, en couches litées de quelques mètres d'épaisseur au maximum s'étendant sur plus de 50 km². La situation de ces couches, au contact de venues rhyolitiques ou doléritiques, soit entre ces formations, soit au-dessous, peut faire penser qu'il s'agit peut-être là simplement d'un mode un peu spécial de silicification secondaire de niveaux primitivement gréseux. J'ai déjà été amené à signaler des phénomènes analogues conduisant à une roche comparable au voisinage du confluent Manambao-Ranobe. Ici toutefois, par suite de dissolutions secondaires du ciment siliceux qui unit les pisolites, ces derniers peuvent se trouver presque entièrement isolés.

De l'ensemble des observations qui précèdent, il résulte qu'aucune venue éruptive ne peut être considérée comme résultant d'épanchements superficiels dans le bassin du moyen Ranobe. Le mode de gisement et le comportement de toutes les roches éruptives décrites doivent au contraire faire admettre qu'il n'existe que des sills, des filons ou des laccolites, intrusifs dans le Permien ou le Trias et par conséquent d'âge post-triasique, sans qu'il soit possible pour l'instant de préciser cet âge.

Du Manambao à la Betsiboka.

Dans l'aire déprimée triasique qui sépare l'Ikavo et l'Ankara du massif central cristallin, les venues éruptives sont encore nombreuses. Comme dans la zone comprise entre le Bongolava et le Bemaraha, ce sont les dykes qui dominent, mais ici, ils sont presque exclusivement doléritiques. Leur direction est variable, mais c'est encore la direction NNW qui domine; c'est en particulier l'orientation de l'Antetezambato E (qu'il ne faut pas confondre avec l'Antetezambato W décrit antérieurement). Ce dyke, le plus important de cette région, s'étend entre le Bongolava et le rebord de l'Ikavo, à travers la dépression triasique qu'il barre entièrement, sauf les étroites entailles de la Mahakamba et du ruisseau Antetezambato. Un décrochement rejette seulement l'axe du filon de 50 m. environ vers l'Est au Nord de ce dernier cours d'eau. J'ai pu observer en ce point un fait important qui avait échappé à l'observation des différents géologues ayant étudié la région antérieurement (p. 43), une lame de pegmatite à microcline affleure dans le fond du ravin, accolée au bord ouest de la partie nord du filon et dans le prolongement de sa partie sud. Je ne pense pas qu'on soit

en droit de voir dans cet affleurement de pegmatite un filon associé au précédent, mais plutôt un lambeau de substratum cristallin, peu profond peut-être en ce point, entraîné par l'ascension du magma formant le dyke. Il est remarquable toutefois que les formations sédimentaires sont peu dérangées par l'intrusion. Le dyke traverse à la fois les schistes cristallins au Sud et les calcaires jurassiques de l'Ikavo au Nord; il est donc indiscutablement postérieur à ces calcaires. Sa constitution est très voisine de celle des diverses intrusions basiques déjà signalées; c'est une dolérite à faciès intersertal, sans olivine et présentant parfois de gros éléments corrodés de labrador qui indiquent une tendance à la cristallisation en deux temps [M. A. LACROIX cite à la fois l'Antetetzambato comme exemple de filon de dolérite sans olivine et avec olivine (137, t. II, p. 652 et 653), je pense qu'une confusion a dû se produire entre deux dykes du même nom, car je n'ai pas trouvé d'olivine dans le filon étudié ici].

Entre Kandrehô et Maevatanana, la direction des dykes est variable, plusieurs sont orientés presque E-W, cependant il est difficile d'y voir une orientation parallèle au bord du massif cristallin comme l'a indiqué M. PERRIER DE LA BATHIE (164, p. 219).

On a généralement considéré aussi comme des dykes les affleurements de roches éruptives qui forment les collines d'Ambatomainty, d'Ambohitralikakely et d'Ambohitralikabe. En réalité, ces intrusions sont plutôt des amygdales correspondant à des renflements considérables de filons peu importants et présentent plusieurs caractères qui les rapprochent beaucoup plus des laccolites : *a*) les formations sédimentaires avoisinantes sont nettement soulevées par le magma et non simplement écartées; *b*) ces sédiments sont fortement métamorphisés sur une forte épaisseur; *c*) la roche éruptive, un gabbro à structure ophitique, est franchement grenue dans la zone centrale et non plus microgrenue. Ces trois intrusions presque identiques comme constitution, sont orientées approximativement WNW-ESE; je bornerai pour l'instant leur description à ces quelques indications, réservant leur étude de détail pour un chapitre ultérieur.

D'autres affleurements éruptifs méritent encore de retenir l'attention. Le mont Miefitanaty situé à l'Ouest de Bemolanga, qui avait été considéré par MM. LÉON BERTRAND et L. JOLEAUD (30, 125, 126) comme un volcan quaternaire, d'après sa forme topographique vue du SE, est simplement une intrusion analogue aux précédentes ainsi que je l'ai déjà indiqué (10). La partie centrale, constituée par un gabbro diabasique profondément altéré, a été creusée par l'érosion en un petit bassin de réception torrentiel qui forme un pseudo-cratère; le pourtour, par contre, est demeuré en relief par suite de la grande dureté des dolérites à grain fin et des grès métamorphisés qui le constituent. L'ensemble est allongé dans la direction E-W avec une forme elliptique et ce n'est que du côté oriental que son aspect rappelle celui d'un volcan (pl. VI, fig. 1).

D'autres intrusions du même type et que je crois pouvoir considérer comme de véritables laccolites se rencontrent encore dans ces régions : au Sud de Belitsaka, en bordure du chemin de Mijada à Morafenobe, au SE de Bemolanga [considérée aussi comme un volcan par M. JOLEAUD (126)], au Sud des Monts Bekaratsaka, etc. Très généralement la roche constituant ces massifs est semblable à celle du Mont Ambatomainty et les grès sont souvent métamorphisés et chargés de feldspaths sur une épaisseur plus ou moins grande à partir du contact de l'intrusion.

Pourtour des dômes cristallins du Cap Saint-André.

Les affleurements de Trias qui encadrent les deux dômes cristallins de l'aire anticlinale du Cap Saint-André ne sont pas moins riches en venues éruptives que les zones déjà passées en revue. Laissant de côté le gros complexe éruptif de l'Ambongo Sud, qui n'est que localement en contact avec les formations triasiques, on observe encore de très nombreuses intrusions doléritiques, dykes ou petits laccolites, en particulier entre Tsimirandro, Tsididy et Maromena, en bordure des plateaux crétacés; on en rencontre aussi à l'Ouest et à l'Est du dôme cristallin de Bekodoka. Il serait fastidieux de les décrire et même de les énumérer tous; je me suis borné à figurer sur la carte les plus importants d'entre eux.

Les massifs éruptifs acides sont plus étendus et méritent une courte description. Au Nord de la Bemarivo, entre les plateaux crétacés de l'Ambongo et les épanchements basaltiques, s'étend un vaste plateau, de forme trilobée, de 10 km. environ de diamètre moyen et limité sur son pourtour par un abrupt qui domine les plaines triasiques avoisinantes. Les trois lobes séparés par de profonds ravins portent les noms de Sarotsavoaka au SW, d'Ambatomirary au NE, et d'Antevabe (seul nom figurant sur la carte) au SE. Le plateau, dont l'altitude moyenne atteint environ 300 m., domine de plus de 200 m. la région environnante et semble être constitué en totalité par une rhyolite ou une rhyolitoïde à pâte dévitrifiée, avec quartz peu abondants et phénocristaux d'orthose et d'anorthose presque toujours très altérés. Cette roche forme une couverture régulière présentant souvent un débit prismatique et reposant directement sur les grès du Trias sans interposition de grès crétacés, au moins à la pointe sud du Sarotsavoaka (Pl. VI, fig. 8).

Au Nord du lac d'Ampary la piste d'Ampary à Ambohipaky traverse un autre lambeau important de rhyolite en grande partie latéritisée, couvrant un plateau triasique et en relation probable avec le massif de l'Ambohitrosy. Un autre lambeau, plus petit, est situé au Nord entre Morafenobe et Ambohipaky.

Enfin, au NE du dôme cristallin de Bekodoka, non loin du village de Bokarafo, se dresse dans la plaine triasique, mais près du rebord des causses de l'Ikavo, une montagne aux flancs abrupts : l'Ambohinihalo. C'est un massif de microgranite à riébeckite qui se présente plutôt sous la forme d'un culot éruptif que comme un lambeau de coulée ou de laccolite. Un autre petit affleurement de la même roche se trouve au voisinage du premier, du côté SE et les deux intrusions paraissent avoir été en relation avec des lambeaux d'une roche analogue recouvrant les grès et les calcaires bajociens de l'Ikavo (Pl. X, fig. 6).

Pour terminer l'étude des affleurements éruptifs de cette région triasique, il faut citer encore l'Ambatomirahavy qui est situé au SW du dôme cristallin de Bekodoka et aux abords des plateaux crétacés. Ce massif, situé au Nord et presque dans le prolongement de dykes doléritiques, comprend trois sommets jointifs (Ambatomirahavy signifie les « roches sœurs ») qui sont constitués par des pointements de microgranite renfermant de nombreuses enclaves de roches métamorphiques et qui crèvent à travers les grès et les argilites du Trias fortement métamorphisés au contact. Un autre piton isolé, situé un peu plus au Nord et à l'Est de l'Ankiboboraka, m'a paru avoir la même nature, mais le temps m'a manqué pour m'en assurer.

Autour du dôme d'Ambohipaky et entre ce dôme et celui de Bekodoka, les intrusions sont moins fréquentes, cependant les affleurements de rhyolite y sont encore nombreux.

Outre ceux qui ont été cités plus haut, au Nord du lac d'Ampary, j'ai observé la présence de dykes de trachyte ou de rhyolitoïde dans la forêt située au Nord de Sahondra; ils constituent l'armature d'une crête escarpée, bordée de profonds ravins et sur laquelle passe le chemin de Sahondra à Ampitily.

CONCLUSIONS CONCERNANT LE MODE DE GISEMENT ET L'ÂGE DES ROCHES ÉRUPTIVES AFFLEURANT DANS LE PERMIEN ET LE TRIAS

Parmi toutes les venues éruptives qui viennent d'être passées en revue aucune ne peut être rapportée indiscutablement à une coulée volcanique; seul, le mode de gisement des épais lambeaux tabulaires de rhyolites, qui ont été signalés en de nombreux points, pourrait prêter à discussion; mais, ainsi qu'on le verra par la suite, de nouveaux arguments en faveur d'une mise en place intrusive seront fournis par l'étude des manifestations éruptives post-triasiques. Ces faits, joints à l'absence de tufs dans les formations sédimentaires, permettent de penser qu'il n'y a pas eu de manifestations volcaniques dans le Permo-Trias et que toutes les intrusions rencontrées sont d'âge post-triasique.

On a parfois voulu voir, dans les nombreux affleurements doléritiques qui parsèment les grès du Trias, des témoins d'une couverture basaltique crétacée contemporaine des éruptions qui seront étudiées plus loin. Pour ma part, je ne crois pas à une telle origine; l'étude approfondie des intrusions dans les schistes permien du Ranobe, à laquelle je me suis livré, m'a conduit à admettre que ces lambeaux sont les restes d'un réseau de sills plus ou moins épais ou même de petits laccolites mis à découvert par l'érosion. L'aspect des dolérites à grain fin, parfois à olivine, a pu les faire confondre avec des basaltes de coulées; mais les dolérites à plus gros éléments, généralement arénisées avec décomposition en boules, diffèrent nettement des roches d'épanchement. De plus, j'ai observé fréquemment, dans des affleurements de ce dernier type, des intercalations en biseau de grès ou de schistes argileux (fig. 23).



Fig. 23. — Coupe d'un laccolite à l'Ouest de Belitsaka.

L'âge absolu de ces intrusions ne pourra être utilement discuté que par la suite; quant à l'âge relatif des dolérites et des rhyolites, les diverses observations que j'ai pu faire montrent que des phases d'injections basiques ont alterné avec des phases d'injections acides. En effet, certains filons sont constitués par une zone médiane doléritique entre deux salbandes de rhyolite, ce qui doit faire admettre

la postériorité de la venue basique; par contre, ailleurs, près d'Ambalarano par exemple, des dykes de rhyolite traversent des laccolites de dolérite.

CORRÉLATIONS AVEC L'AFRIQUE AUSTRALE ET L'INDE

1° Afrique australe.

Il est intéressant de remarquer la grande analogie qui existe entre les intrusions qui viennent d'être étudiées et celles qui ont été décrites dans les différentes séries du Karoo,

en Afrique australe, au-dessous des formations volcaniques de Stormberg ou « Drakensberg volcanics ». Le réseau de filons et de sills doléritiques de la série d'Ecce, en particulier, présente des caractères identiques à celui du Ranobe. Cependant les « Drakensberg volcanics » semblent bien datés de la fin du Trias ou du début du Jurassique, du fait que des intercalations de grès rapportées aux Cave Sandstones se rencontrent encore à la base de l'épaisse formation volcanique. La plupart des intrusions doléritiques du Karoo ont été, par suite, rapportées à cette phase éruptive (A. 11). La majorité des épanchements des Drakensberg volcanics et des Bushveld amygdaloids du Transvaal sont constitués par des basaltes; toutefois, dans le Sud du Mozambique (Chaîne du Lebombo), des coulées de rhyolites recouvrent les précédentes. Au-dessus s'observent parfois de nouvelles coulées basaltiques. Ces formations du Mozambique sont inférieures à la série de Uitenhage, elles sont donc antécédentes.

2° Inde.

Dans l'Inde on observe des faits analogues : toutes les formations antérieures aux Rajmahal Beds, et ce dernier horizon lui-même, sont traversés par de nombreux dykes et sills, dont les plus anciens sont formés de péridotites à mica et les plus récents de dolérites ou de basaltes qui paraissent en relation avec des épanchements, les « Rajmahal volcanics », présentant encore à leur base des intercalations de grès des Rajmahal series qu'ils surmontent.

Toutes ces éruptions paraissent bien datées de la base du Jurassique, ce qui est assez troublant si l'on rapproche ces données, ainsi que les constatations analogues faites au Brésil, des faits observés à Madagascar. Là, en effet, aucune formation éruptive assimilable à un épanchement ne se rencontre à la base du Jurassique ou vers le sommet du Trias, le long des falaises bordant le Bemaraha, l'Ikavo et l'Ankara. Il n'y a donc aucune raison d'admettre que les nombreuses intrusions doléritiques du Permo-Trias malgache, identiques cependant comme mode de gisement et comme constitution minéralogique à celles de l'Afrique australe, soient également dues à une phase éruptive éojurassique que rien ne confirme. Il en est de même pour les venues rhyolitiques qui cependant, ainsi qu'on l'a vu précédemment, s'intercalent entre deux séries basiques comme dans le Lebombo.

Cette absence de concordance dans l'âge des éruptions de deux régions aussi semblables et aussi voisines que l'Afrique australe et Madagascar est assez surprenante; mais le fait me paraît difficilement discutable à l'heure actuelle.

III. LIAS, BAJOCIEN ET BATHONIEN

A. CAUSSES DE L'IKAVO ET DE L'ANKARA

Au cours de l'exposé stratigraphique, j'ai été conduit fréquemment à citer des venues éruptives dans les zones d'affleurement des calcaires du Lias, du Bajocien et du Bathonien. En fait, les intrusions, en majeure partie doléritiques, sont très nombreuses dans les causses de Namoroka, de l'Ikavo et de l'Ankara. Il est même possible que certains affleurements éruptifs soient des lambeaux d'anciens épanchements et non des sills ou des laccolites, mais la distinction entre ces types de gisements est particulièrement délicate.

Les venues éruptives peuvent se rapporter à plusieurs types :

1° *Des culots ou gros necks de gabbro à olivine avec une structure à tendance ophitique* ; ce sont vraisemblablement d'anciennes cheminées de volcans crétacés. Ce type de gisement est représenté par l'Ambohibetratra, situé à 5 km. au NW d'Antsirabe (ou Monaka) dans la partie NW de l'Ikavo (Tampoketsa) ; ce massif avait d'abord été signalé par M. GAUTIER comme ayant une constitution éruptive, puis cette manière de voir fut combattue par BARON et MOUNEYRES (3) et c'est seulement M. A. LACROIX dans sa Minéralogie de Madagascar qui donna raison à M. Gautier en décrivant sommairement le massif (137, t. 1, p. 102). Il est constitué par une grosse masse de gabbro à olivine pointant au milieu des calcaires bathoniens partiellement silicifiés et traversés par de nombreux filons doléritiques. Autant que j'aie pu m'en rendre compte il semble que ce gabbro passe latéralement aux vastes venues, doléritiques et peut-être en partie basaltiques, qui recouvrent une grande partie de la région.

Un autre exemple du même type d'intrusion est le Mont Kasoa situé à l'Est de la piste de Sitampiky à Kandrehô, dans la partie SW de l'Ankara. C'est encore M. A. LACROIX qui a décrit le premier, d'après les observations de M. Perrier de la Bathie, cet important massif éruptif (137, t. III, p. 206, note infrapaginale). Comme l'Ambohibetratra, le Kasoa est un pointement de gabbro à olivine dominant le causse calcaire environnant (750 m. environ) : la roche éruptive, très altérée en général et partiellement latéritisée a été fortement ravinée par l'érosion ; il en résulte à quelque distance l'aspect d'un cône volcanique sillonné de barrancos. Latéralement le gabbro prend une structure intersertale ; c'est cette dernière roche qui constitue, ainsi que l'indique M. Lacroix, un dyke important qui prolonge le massif de gabbro vers le NNW, presque jusqu'à la piste de Sitampiky.

D'après M. Perrier de la Bathie, l'Antsikara, situé à une dizaine de kilomètres du Kasoa, et qui paraît par suite coïncider avec l'Amparafara W de la carte, serait aussi un culot de gabbro ; il ne m'a pas été possible de vérifier ce fait, mais j'ai cru devoir figurer les deux monts Amparafara comme des affleurements éruptifs en me basant sur les cartes géologiques antérieures.

2° *Des lambeaux, très étendus parfois, de coulées ou de sills de dolérite à olivine et de basaltes doléritiques* (tous les termes de passages existent entre ces deux roches et leur distinction par suite ne présente guère d'intérêt) qui sont en majeure partie latéritisés ; souvent, par suite, ce sont simplement des affleurements de latérite rouge sombre, avec ça et là des blocs de roche éruptive intacte, que l'on observe.

Ces venues éruptives sont surtout abondantes dans la région NW de l'Ikavo et paraissent en relations avec l'Ambohibetratra ; entre Malenola et Monaka, elles semblent constituer le reste d'une ancienne couverture de toute la région. La roche éruptive qui se rencontre à l'état de blocs très frais est un basalte doléritique en général, mais sans texture fluidale. Il est possible, dans ces conditions, que l'on se trouve en présence d'anciennes coulées issues peut-être de l'Ambohibetratra ; cependant la présence de nombreux filons-couches de même nature et parfois également très étendus, interstratifiés dans les calcaires bathoniens sous-jacents, peut faire hésiter sur cette interprétation.

Ces affleurements latéritisés semblent couvrir des étendues considérables de l'Ikavo, autant que j'aie pu m'en rendre compte par les observations que j'ai faites en de nombreux points du pourtour de ce causse. Dans le SW, au Mont Ankavitra E, un épais manteau de

basalte doléritique latéritisé recouvre le bord du plateau sur une grande surface. Il en est de même au NE, au Sud d'Ankidabe, et à l'Est de l'ancien village Andreforefo; mais là, la roche éruptive qui est encore un basalte doléritique pauvre en verre, n'est plus toujours directement superposée aux calcaires bathoniens; le bord nord de l'affleurement repose sur le Callovien, et même, à l'Ouest d'Ankidabe, sur des grès rougeâtres d'âge probablement crétacé.

La partie occidentale de l'Ankara présente encore de nombreux affleurements éruptifs de ce type. Le Lohavolano et la colline qui lui fait face, à l'Est de la piste de Sitampiky à Kandrehô, au voisinage de la Kiranomenakely, sont deux lambeaux de basalte doléritique passant à une dolérite à olivine à structure intersertale; toutefois, soit que ces massifs correspondent à la sortie d'une intrusion, soit qu'ils représentent une coulée ou un sill épais, ils constituent des collines dominant le plateau de quelques dizaines de mètres, et non plus de simples nappes latéritiques sans relief. Ces collines sont formées surtout de latérite rouge sombre à la partie supérieure et rose clair au-dessous. La colline qui prolonge le mont Kasoa vers le NNW et qui a été considérée par M. Perrier de la Bathie comme un dyke présente les mêmes caractères et la même constitution que les deux massifs précédents.

Ainsi que je l'ai déjà signalé dans mon exposé stratigraphique, les affleurements éruptifs se raréfient vers l'Est de l'Ankara: le seul de quelque importance que j'aie observé est le petit massif doléritique de l'Ambohimena.

3° *Des filons et des sills indiscutables, constitués le plus souvent par une dolérite à olivine et à structure ophitique ou intersertale.* J'ai indiqué sur la carte qui accompagne ce travail les plus importants de ces appareils intrusifs et j'en ai déjà cité plusieurs dans l'étude stratigraphique, aussi je ne pense pas utile de les énumérer ici. Il est intéressant toutefois de noter que certains filons, tels que l'Antetazambato E, traversent à la fois le Trias, le Lias, le Bajocien et le Bathonien.

4° *Enfin des venues acides* dont je n'ai observé qu'un seul exemple, la nappe de microgranite sodique à riébeckite, passant à un trachyte, qui recouvre les grès de la base du Bajocien, dans la région NW de l'Ikavo, au Nord du Tsiakantitra. Cette roche que j'ai déjà signalée (p. 96) est en majeure partie altérée en une latérite jaune ocre analogue aux latérites de rhyolites et bien différente des latérites de basaltes. Cet affleurement m'a paru être une intrusion en relation avec le gros massif de microgranite à riébeckite de l'Ambohinihalo.

BEMARAH

Les calcaires qui constituent le causse du Bemaraha sont traversés par de nombreuses venues éruptives en majorité doléritiques. Comme dans les grès du Trias, ces venues sont principalement des filons, mais elles peuvent se présenter aussi sous forme de sills, de petits laccolites et d'intrusions irrégulières ne se rapportant à aucun type défini, ce sont ces dernières qui altèrent le plus fortement la régularité des couches encaissantes.

Les intrusions sont peu fréquentes dans le Sud; je n'en ai rencontré aucune dans les gorges du Manambolo; mais, de même que dans le Trias situé à l'Est du Bemaraha, elles augmentent en nombre vers le Nord. J'en ai observé à la Brèche d'Ankavandra (filon traversant le Trias et les calcaires jurassiques), au voisinage de Mangahara (village abandonné), au Nord de la Mangahara, dans la plaine de Tsiandro et le long de la piste qui

relie ce poste à Antsalova (ces intrusions ont souvent l'allure de sills), au Nord de Tsiandro, etc. Dans la région de Dokolahy, en particulier entre Dokalahy et Ialanga, les dykes doléritiques sont très abondants; au col de Binary, on observe encore un filon traversant le Trias et le Jurassique. Au NE de Dokolahy, à 3 km. environ du village, un gros laccolite apparaît sous les calcaires oolithiques dans les flancs d'un affluent de la Demoka.

Au delà de Binary, vers le Nord, dans la partie la plus étroite du Bemaraha, les intrusions de dolérite sont encore très nombreuses : l'Ambohimitilo est un gros massif éruptif probablement laccolitique; près du col d'Anjia, plusieurs sills et filons traversent les calcaires bathoniens; entre ce col et Ambakaka, les calcaires sont souvent recouverts par de larges taches de latérite sombre qui proviennent de l'altération d'anciens filons-couches dénudés par l'érosion. Au Nord d'Ambakaka et jusqu'au Manambao, les venues doléritiques sont encore fréquentes, mais ce sont les massifs microgranitiques qui jouent le rôle le plus important : l'Ambohipitsaka et le Kojiamatako, qui seront étudiés en détail ultérieurement (p. 223), sont deux masses subtabulaires de microgranite qui reposent en partie sur les grès triasiques et en partie sur les calcaires oolithiques. Au Nord du Manambao, les affleurements des calcaires bajociens ou bathoniens sont si réduits que l'étude des intrusions qui peuvent s'y rencontrer n'a plus guère d'intérêt.

IV. JURASSIQUE SUPÉRIEUR. CRÉTACÉ INFÉRIEUR ET MOYEN

A. BASSIN DE SITAMPIKY

De nombreuses manifestations éruptives se rencontrent dans tous les horizons de la série néojurassique, éo- et mésocrétacée qui a été étudiée. On peut rapporter les venues éruptives à trois types principaux :

1° *Des dykes en majeure partie basaltiques et parfois labradoritiques ou doléritiques*; ils sont nombreux, avec une direction dominante NW-SE ou NNW-SSE. M. Lacroix en a cité un assez grand nombre (Madiromanga, Kaleko, rive gauche de la Mahavavy, Soromaray, Behena, etc.), d'après M. Perrier de la Bathie. J'en ai observé d'autres encore, particulièrement abondants entre Komievitsy et Soromaray d'une part et au Sud du Mont Besieky (Ouest d'Ambodimanga), à la limite du Jurassique supérieur et du Crétacé, d'autre part. Celui de Soromaray, constitué par un basalte à tendance doléritique, est le plus important; il s'étend avec une direction NW-SE sur plus de 1 km. de longueur, doublé par un second dyke moins étendu et recoupant à la fois les marnes à *Duvalia dilatata* et les grès.

Enfin les chutes Jonia (ou Zony) sont dues à un barrage formé par une intrusion labradoritique qui coupe la vallée de la Mahavavy, dans les calcaires marneux de l'Albien.

2° *Des lambeaux tabulaires de basaltes compacts ou doléritiques à grain fin*. J'ai observé de tels lambeaux principalement entre Mahabe et Soromaray et entre Behena et Komievitra; mais dans ces régions ils sont intercalés entre deux horizons de grès et n'affleurent que sur les rebords des plateaux; d'autre part, ils sont en partie latéritisés et l'on n'y observe plus que des blocs de basalte isolés dans la latérite (fig. 24).

D'autres lambeaux analogues paraissent avoir recouvert en certains points les plateaux gréseux, mais ils sont entièrement latéritisés, mélangés parfois en surface de sables d'origine éolienne et difficiles à distinguer des revêtements alluviaux de sable et de latérite qui s'observent souvent à la surface des plateaux.

Enfin j'ai observé, en quelques points du pays jurassique situé plus au Sud, des lambeaux tabulaires basaltiques, comparables aux précédents comme constitution minéralogique et qui sont séparés des formations environnantes par un socle plus ou moins épais de grès crétacés. C'est le cas en particulier pour l'Ambohitralika près d'Ambodimanga (SE du Mont Besieky) et pour le plateau situé au Sud et au SE d'Ankidabe (ici la teneur en olivine est un peu plus faible).

3° Le Mont Tsitondroina (Nord d'Ankirihiha), composé de deux sommets jumeaux alignés suivant une direction NE-SW, est constitué en majeure partie par un basalte doléritique à gros éléments, passant à une dolérite et fortement altéré. Il présente ainsi beaucoup d'analogie avec les zones de basaltes doléritiques altérées des plateaux éruptifs situés plus au Nord et renferme comme eux de nombreuses amygdales de calcédoine. Il surmonte les plateaux de grès inférieurs (Barrémien-Aptien) à proximité de la falaise qui les limite au Sud. Les grès à sa base sont opalisés par des apports de silice venus probablement de la roche altérée. M. Lacroix a donné (137, III, p. 212) une analyse d'un échantillon de basalte du Tsitondroina qui possède une constitution très voisine des basaltes de la région de Beseva.

Étant donné l'altitude de ce dernier lambeau (397 m. pour le Tsitondroinabe) il n'est pas impossible qu'il constitue un témoin des épanchements turoniens de l'Antanimena; par contre, cette interprétation ne paraît plus valable pour les autres affleurements tabulaires, leur altitude étant plus basse que la base des épanchements de l'Antanimena et certains d'entre eux étant intercalés entre deux couches de grès de l'horizon inférieur. On ne peut donc considérer ces venues, en général, que comme des épanchements anté-albiens ou comme des sills intrusifs dans les grès inférieurs et de même âge que les coulées de l'Antanimena.

B. AIRE D'ENNOYAGE DE MAINTIRANO

Les manifestations éruptives peuvent se rapporter à deux types, si l'on en exclut les formations volcaniques du Bas-Manambao qui seront étudiées par la suite.

1° Des masses intrusives, généralement doléritiques ou labradoritiques et constituant des filons, des filons-couches, des laccolites, des necks ou des amas irréguliers. Lorsque les grosses intrusions affleurent dans les marnes, elles se présentent sous forme de collines isolées caractérisées par leur profil arrondi : « Tongobory » (mont arrondi). Les plus importantes de ces intrusions sont :

a) Le Mont Beangohy, situé dans les marnes à *Duvalia*, en bordure de l'Antsingy, au

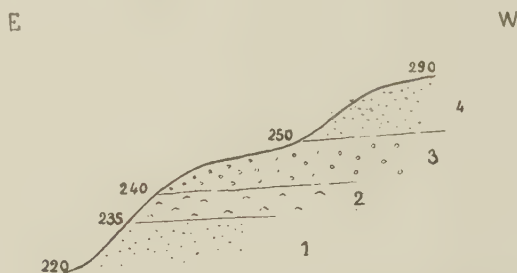


Fig. 24. — Coupe d'un flanc de vallée entre Mahabe et Andramy (NW de Sitampiky).

1. Grès fins rouges. — 2. Basalte latéritisé. — 3. Grès grossiers à petits galets de quartz. — 4. Grès fins roses.

SE de Beraketa. Il présente une forme lobée irrégulière et une altitude d'environ 100 m. au-dessus de la plaine environnante. Il est constitué par une labradorite à structure intersertale vitreuse, à augite et hyperstène. Le métamorphisme des sédiments encaissants est faible ou nul.

b) Un dyke doléritique à l'Est de Bevitika et un petit neck également labradoritique au Nord de ce village.

c) Plusieurs laccolites importants, de dolérite à olivine, dans la vallée de la Tsihinana, au Nord d'Antsalova.

d) Une grosse intrusion qui crève dans l'axe de la branche nord de l'anticlinal d'Anjiabe (Antsingikely) déjà décrit et signalée par M. Lacroix (137, II, p. 104). C'est encore une dolérite labradoritique qui soulève, durcit et métamorphise légèrement les calcaires glauconieux et les marnes encaissantes; le durcissement paraît dû le plus souvent à la décalcification des calcaires marneux puis à leur opalisation. Des fossiles déformés (*Hecticoceras Kobelli*) se rencontrent jusqu'au contact de la roche éruptive. Les mêmes sédiments durcis et silicifiés constituent la zone axiale de la branche sud de l'anticlinal, mais aucun affleurement doléritique ne s'y observe (fig. 16).

e) Le neck d'Andrafiavelo, situé à 2 km. au Sud de ce village et généralement désigné sous le nom de Tongobory, affleure au milieu des marnes néocomiennes du dôme méridional. Il est formé par une labradorite à structure intersertale vitreuse, riche en hyperstène, mais pauvre en augite. Le massif éruptif est allongé suivant une direction WNW-ESE et semble constitué par trois necks accolés. Les sédiments encaissants ne sont pas sensiblement redressés ni durcis par l'intrusion.

2° Des monticules au profil arrondi, d'aspect identique aux pitons doléritiques, mais constitués par une brèche de roches sédimentaires métamorphisées ou durcies. J'ai observé deux appareils éruptifs de ce type : le Tongobory de Bevitika, situé au NNW de ce village et le Tongobory situé sur la rive gauche de la Beboka, à 6 km. environ à l'Est d'Andimaka. Le premier est formé de calcaires marneux glauconieux en partie silicifiés et le second de calcaires marneux et de grès durcis également par silicification secondaire; mais ces sédiments, contrairement à ce qui s'observe dans l'anticlinal d'Anjiabe, ne sont pas régulièrement stratifiés, ils constituent une brèche à très gros éléments qui surgit au milieu des marnes à *Duvalia*. La présence de calcaires glauconieux, à coup sûr jurassiques, prouve qu'une partie au moins de ces éléments est plus ancienne que les sédiments encaissants. Il me paraît naturel d'admettre, dans ces conditions, qu'on se trouve en présence de cheminées d'origine éruptive remplies par une brèche sédimentaire partiellement métamorphisée, cheminées en tous points comparables à celles qui ont été décrites du Sutherland (Colonie du Cap) sous le nom de « breccia-filled pipes » (18).

Toutes ces manifestations éruptives sont vraisemblablement contemporaines, et plusieurs d'entre elles traversent les grès du Crétacé moyen; il est donc logique de penser que l'ensemble est post-cénomaniens et probablement turonien. Cependant il y a lieu de faire remarquer ici la présence, signalée précédemment (p. 155), d'éléments de roches éruptives microlitiques dans les grès glauconieux intermédiaires (Albien-Cénomaniens); il y a donc eu, antérieurement à l'Albien des manifestations éruptives, correspondant peut-être à une phase volcanique préliminaire.

CHAPITRE II

MONOGRAPHIES DES PRINCIPAUX MASSIFS ÉRUPTIFS

J'ai réuni dans ce chapitre les monographies des principaux massifs éruptifs cités antérieurement et en même temps l'étude des grands affleurements éruptifs superposés aux grès mésocrétacés (aire anticlinale du Cap Saint-André) ou intercalés entre ces grès et le Sénouien (Bassins de Maintirano et de Sitampiky).

A. MASSIF DE L'ANTATIKA-AMBERENY.

L'Antatika est une chaîne fermée, circulaire, de 14 km. environ de diamètre moyen, très régulière, mais un peu plus élevée dans sa partie occidentale que dans sa partie orientale. A l'intérieur de ce rempart se trouve une zone circulaire déprimée, généralement étroite, entourant un plateau central de 350 m. d'altitude moyenne qui se relève peu à peu vers le centre au voisinage duquel est situé le piton de l'Ambereny (550 m.), point culminant de l'ensemble du massif. Plusieurs rivières prennent leur source à l'intérieur de l'Antatika ; la plupart (Andaka, Ambinda, Ambaheva, Ankatrafahy) se sont creusé leurs vallées dans la dépression circulaire intérieure, puis elles traversent le rempart extérieur par des gorges profondes pour aller se jeter dans le Ranobe ou dans le Manambao.

Malgré sa curieuse structure, bien indiquée sur la carte au 1/500 000^e, le Massif de l'Antatika ne semble pas avoir été l'objet d'études de la part des différents explorateurs qui ont parcouru le pays. M. Lacroix ne le cite pas dans sa Minéralogie de Madagascar. Pour la première fois MM. Léon BERTRAND et L. JOLEAUD figurèrent ce massif sur leur esquisse géologique au 1/1 000 000 ; ils le considéraient alors comme un édifice volcanique remontant à la fin du Tertiaire en se basant seulement sur quelques observations faites dans la vallée du Ranobe (30, 126, p. 36). En fait, l'Antatika était donc pratiquement inconnu lorsque j'en entrepris l'étude en 1924, aussi ai-je tenu à consacrer plusieurs jours à son exploration que j'ai complétée en 1926 ; ce sont les résultats de ces recherches que je me propose d'exposer avec quelques détails qui seront indispensables pour permettre une discussion ultérieure sur la nature du Massif.

1^o Vallée de l'Ankolitrazo.

Entre son confluent avec le Ranobe et le pied des premiers contreforts de l'Antatika, l'Ankolitrazo, au cours peu rapide, s'est creusé son lit dans une plaine gréseuse, sans intercalations argileuses importantes. La traversée des premiers contreforts de l'Antatika se fait encore dans les grès ; mais, en même temps que la série sédimentaire se relève vers le SE, c'est-à-dire vers le centre du Massif, des intrusions doléritiques font leur apparition. Un peu plus loin encore vers l'amont, les grès et les schistes commencent à présenter un léger métamorphisme qui s'accroît rapidement, conduisant à des cornéennes et à des grès-quartzites qui sont parfois digérés en partie par les venues de dolérite, dans lesquelles subsistent seulement quelques enclaves (grès à hyperstène et à augite) à stratification encore bien visible (Pl. IV, fig. 7). En continuant à remonter le lit du torrent, on atteint un gabbro largement cristallisé, qui existait déjà à l'état d'enclaves dans les dolérites ren-

contrées précédemment. Enfin, à la grande chute de l'Ankolitrazo, qui tombe de 8 m. de haut environ, s'observe une coupe remarquable dans le massif éruptif : le gabbro n'est plus massif, mais il constitue une série de couches stratifiées, d'épaisseurs variables, alternativement dures ou tendres suivant que leur composition (plus ou moins leucocrates) ou leur structure [faciès ophitique ou fluidal (Pl. X, fig. 2)] se sont opposées ou non à l'altération (Pl. IV, fig. 6). L'ensemble présente ainsi, même à faible distance, l'aspect de formations sédimentaires, avec un pendage net de 5° vers le Sud. Il y a là, probablement, le résultat d'une ségrégation magmatique, jointe peut-être à un léger écoulement, sous pression, d'un magma déjà très visqueux, à la périphérie du massif intrusif. Plus loin vers l'amont, après avoir franchi une seconde chute de 2 m. seulement de hauteur, la rivière coule plus lentement à travers des blocs et parfois des affleurements de gabbro enrobés dans un limon latéritique.

2° Vallée de l'Andaka.

L'Andaka coule de l'Ouest à l'Est, dans la partie nord du fossé intérieur de l'Antatika ; puis, après s'être rencontrée avec l'Ambinda qui coule du Sud au Nord dans la même dépression, elle traverse le rempart extérieur et se jette dans le Ranobe au SE de Tsimirandro, au point où ce fleuve se rapproche le plus du massif étudié. C'est cette vallée qui donne la coupe à la fois la plus nette et la plus accessible de la Chaîne de l'Antatika. Dans une note (6) j'ai décrit comme suit la coupe fournie par cette rivière : « Lorsqu'on remonte le cours de l'Andaka en partant de son confluent avec le Ranobe, on traverse d'abord une série de grès fins gris-verdâtre, plus ou moins micacés et de schistes, l'ensemble présentant un pendage faible vers le Nord. Mais très vite on atteint la gorge qui traverse l'Antatika ; les bancs schisteux et gréseux se relèvent alors sensiblement, jusqu'à un pendage NE de 8° environ. A quelque distance en aval de l'aplomb de la crête, les cornéennes et les quartzites, parfois micacés et augitiques, succèdent à la série sédimentaire normale. Quelques centaines de mètres plus en amont encore, on atteint une roche éruptive blanchâtre ou jaunâtre, très fortement arénisée : c'est un gabbro à faciès leucocrate, constitué par de grands éléments de labrador englobant de gros cristaux d'augite ou de diallage. Parfois on y rencontre aussi de l'albite et du quartz, mais ces éléments sont probablement secondaires. C'est cette roche, très altérée et peu résistante, qui constitue la zone déprimée où coulent l'Andaka et l'Ambinda ; elle est fréquemment traversée par des dykes de microgabbro sombre et de microgranite. La crête de l'Antatika, de part et d'autre de la vallée, est formée de cornéennes ou de grès-quartzites à augite et à biotite, avec nombreuses intercalations de gabbro à grain plus ou moins fin ».

3° Bord est et sud de l'Antatika.

La structure du rempart des côtés est et sud est très analogue à celle décrite pour le bord nord et NW. Dans la région où le tracé primitif de la « route des pétroles » traversait la crête de l'Antatika, la série métamorphique est peu nette ; les grès et les argiles triasiques ne présentent pas de métamorphisme sensible jusqu'à une faible distance du contact avec les gabbros. Il y a lieu, toutefois, de remarquer que, par altération de certains éléments qui les composent, les cornéennes et les quartzites perdent leur dureté et leur coloration sombre, au contact de l'air, dans les affleurements anciens ; ils reprennent ainsi un aspect très voisin de celui des sédiments non métamorphisés.

Le bord sud du massif présente de même une série métamorphique réduite formant les crêtes, où se rencontrent également de nombreux lambeaux de gabbro, de dolérite et de migrogranite. Il est probable que la vallée de l'Ankatrafahy, que je n'ai pas eu la possibilité de visiter faute de temps, présente, dans sa traversée de l'Antatika, une coupe semblable à celles décrites précédemment.

4° Vallée de l'Ambaheva.

L'Ambaheva prend sa source au Sud de l'Ambereny; puis, après avoir coulé pendant plusieurs kilomètres dans la partie SW du fossé intérieur de l'Antatika, elle traverse la chaîne extérieure exactement à l'Ouest du centre, pour aller se jeter dans le Ranobe entre Marofotsy et Antsingmava. En remontant le cours de cette rivière depuis le Ranobe, on longe, pendant plusieurs kilomètres, la Chaîne de l'Antatika qui borde la vallée à l'Est; à l'Ouest, se dresse une muraille subverticale, haute de plus de 50 m., formée de grès triasiques déjà nettement durcis par le voisinage du massif éruptif. Brusquement le cours de l'Ambaheva s'infléchit vers l'Est, la vallée devient une gorge étroite, à forte pente, qui entaille la Chaîne de l'Antatika (Pl. IV, fig. 8). Ici encore, la série sédimentaire triasique devient très vite métamorphique; les grès et les psammites passent à des cornéennes et à quartzites, en même temps que les couches se relèvent fortement; j'ai mesuré jusqu'à 25° de pendage vers l'WSW en certains points (Pl. IV, fig. 9). De nombreux sills et filons de dolérite à grain plus ou moins fin traversent les niveaux métamorphiques; près de la grande chute, qui est située à 1 km. environ en amont de l'entrée de la gorge, on rencontre également d'importantes intrusions d'une belle dolérite quartzifère qui semblent correspondre à des zones de ségrégation acide dans les dolérites normales.

5° Structure du Massif.

La dépression circulaire bordant intérieurement l'Antatika est constituée, dans les régions est, sud et ouest comme dans sa partie nord, par un gabbro leucocrate arénisé¹ identique à celui déjà décrit. De nombreux filons de microgranite, de rhyolite et de dolérite traversent cette zone, constituant des crêtes généralement orientées suivant les rayons du massif. Bien qu'il ne m'ait pas été possible de m'en assurer sur toute son étendue, je considère comme certain que c'est la même roche arénisée qui affleure en une couronne continue, bordant intérieurement l'Antatika et entraînant le creusement du fossé circulaire dont il a été déjà fait mention.



Fig. 23. — Coupe du Massif de l'Antatika-Ambereny (échelle 1/100 000).

0 Gabbros normaux ou mélanocrates. — θ. Gabbros leucocrates. — mγ. Microgranite. — ε. Dolérite.

Le plateau central est également circulaire, avec un diamètre moyen de 10 km. Il semble constitué en totalité par un gabbro sombre, riche en augite-diabase, généralement à labrador, mais parfois à bytownite et à olivine. Ce dernier type est identique au gabbro qui forme une auréole autour de l'allivalite du Fonjay dont il sera question un peu plus loin; ici toutefois je n'ai pas rencontré d'allivalite, mais sa présence sur le pourtour de l'Ambereny n'est pas invraisemblable.

1. Cette roche, de même que la dolérite quartzifère citée plus haut correspond vraisemblablement à une ségrégation acide du magma normal et s'apparente ainsi avec la pegmatitoïde du Mont Ambatomainty.

Le Mont Ambereny est situé à 2 km. environ à l'ENE du centre du plateau qui vient d'être décrit, dominant ce socle de plus de 150 m. (Pl. IV, fig. 5). Le Mont est constitué entièrement par un microgranite à amphibole présentant souvent un faciès micropegmatitique ; les éléments colorés y sont généralement peu abondants, mais il est possible qu'ils aient disparu secondairement, conduisant à la formation de magnétite qui est très abondante (Pl. X, fig. 7). Les rochers qui couronnent l'Ambereny sont microgranitiques, mais leur surface présente des cannelures dues à l'érosion qui rappellent beaucoup l'aspect des calcaires du Bemaraha ou celui de certains blocs de grès crétacés.

Les positions relatives des diverses roches décrites sont assez nettes : le gabbro mélanocrate repose, sur tout le pourtour du plateau, sur le gabbro leucocrate arénisé ; d'autre part, la position topographique même de l'Ambereny doit faire penser que le microgranite est superposé au gabbro mélanocrate, à moins qu'il ne forme qu'un culot intrusif dans cette dernière roche. D'ailleurs ces données sur la structure sont corroborées par le fait que des filons acides et basiques sombres traversent le gabbro inférieur, alors que je n'ai pas observé de filons basiques dans les micropegmatites de l'Ambereny.

CONCLUSION

Pour conclure cette étude, je ne puis mieux faire que de reproduire ici les conclusions de ma note déjà citée :

« En résumé, l'Antatika-Ambereny est donc un gros massif éruptif qui a légèrement soulevé et métamorphisé les sédiments permo-triasiques dans lesquels il a fait intrusion : ce sont les cornéennes et les quartzites résultant de ce métamorphisme, ainsi que des intercalations de gabbro, qui constituent la crête de l'Antatika ; de nombreux dykes de microgabbro et de microgranite ou de rhyolite traversent les sédiments avoisinants. Le massif éruptif lui-même est composé d'une zone profonde de gabbro leucocrate qui n'est visible que sur le pourtour du plateau central, d'une zone moyenne de gabbro normal ou mélanocrate formant ce plateau, lui-même surmonté d'une troisième zone de microgranite dont il ne subsiste que le Mont Ambereny. Les zones les plus profondes sont injectées secondairement par des dykes ou filonnets de même nature pétrographique que les zones superposées ».

« Cette disposition ne permet pas, à mon avis, de considérer l'Antatika-Ambereny comme un volcan ; plusieurs caractères sont plus particulièrement incompatibles avec cette manière de voir : 1° la nature grenue des roches constituant le massif, les roches acides comprises (ce caractère ne serait d'ailleurs pas suffisant par lui-même, ainsi que je l'indiquerai plus loin à propos de l'Ambohitrosy) ; 2° le redressement des couches sédimentaires et leur métamorphisme sur le pourtour de l'Antatika ; 3° enfin l'absence de tufs et de cinérites dans la série éruptive ».

« Il y a donc lieu de penser, malgré la forme circulaire très régulière du rempart de l'Antatika, que l'on se trouve en présence d'un laccolite. L'âge de cette intrusion est difficile à préciser ; toutefois, elle est certainement postérieure aux couches du Trias qui ont été soulevées. D'autre part, le seul indice local d'une formation géologique postérieure à la mise en place de ces roches est fourni par la présence de galets roulés de quartz sur la crête de l'Antatika et même sur le sommet de l'Ambereny : ce sont les témoins d'une

nappe alluviale dont les éléments proviennent du massif cristallin et qui s'est déposée à la suite d'une pénéplénation importante de la région. »

Je n'avais pas jugé possible de préciser l'âge de ce gros laccolite en 1925, lorsque j'écrivais ces lignes. A l'heure actuelle, je crois qu'il est possible d'affirmer que sa mise en place remonte au Crétacé, ainsi que je l'avais déjà prévu (10), et même probablement au Turonien, étant donné l'âge des manifestations éruptives de même nature et de la même région qui ont pu être datées grâce à leur situation géologique.

B. MASSIF DU FONJAY ET SES ANNEXES

HISTORIQUE

Avant d'entreprendre l'étude détaillée de ce Massif, il est utile de passer rapidement en revue les observations dues aux géologues qui m'ont précédé dans la région.

C'est M. E. F. GAUTIER (101) qui, le premier, attribua au Fonjay une nature éruptive ; il le considérait comme un volcan de l'époque secondaire et même, lors de ses premières explorations, comme un ancien îlot volcanique dans la mer secondaire (101, p. 861 ; 102, p. 1153 ; 103, p. 1381) ; plus tard, en 1902, M. GAUTIER (104) put donner quelques précisions sur la constitution du massif grâce à une étude par M. Lacroix des roches qui en provenaient. Mais c'est seulement J. GIRAUD (107-108) qui, à la suite de sa mission de 1912-1913, élucida le problème de la nature du Fonjay, montrant que ce massif « est un immense laccolite ayant conservé en quelques points, à l'Est notamment, une partie des grès et des schistes qui en formaient le toit. Du laccolite partent de très nombreux filons qui rayonnent dans toutes les directions ». En même temps Giraud décrivit avec quelques détails la constitution lithologique de cette intrusion et l'étude des matériaux recueillis permit, d'autre part, à M. LACROIX d'en donner des descriptions précises et des analyses (137, t. II, pp. 651, 652, 655 ; t. III, p. 210).

D'après l'historique qui précède, on peut se rendre compte que le Fonjay était déjà bien connu antérieurement à mes explorations ; cependant les études très détaillées auxquelles je me suis livré en 1924 m'ont permis de préciser beaucoup et de modifier sur certains points les résultats acquis par Giraud.

DESCRIPTION DU MASSIF

Je comprends sous le nom de Massif du Fonjay tout un vaste plateau comprenant, outre le Mont Fonjay qui en est le point culminant (769 m.), les monts Andrafiampela, Bekipanga, Antsoabe, Maroboaly et Manambaroa. Ce plateau, d'une altitude moyenne de 500 à 600 m., est fortement entaillé sur son bord nord par de profondes vallées : le Manambaroa et ses affluents, la Kiranomena et son principal affluent l'Antsoabe, qui séparent trois digitations du massif principal. La première, à l'Ouest, porte le mont Fonjay-Nord ; la deuxième, médiane, est dominée par les monts Antsoabe et Maroboaly ; la troisième, la plus orientale, forme une croupe très allongée entre la Kiranomena et la Besampia. Le bord sud du massif, beaucoup plus abrupt, est aussi beaucoup moins découpé.

(Pl. V, fig. 2); seule la vallée de l'Andrafricanampela l'entame sensiblement, séparant le mont du même nom du massif principal.

L'accès du Massif du Fonjay n'est facile que par l'Est, en suivant le tracé de la route, terminée à l'heure actuelle, qui relie Bedoa à Tambohorano. Par contre, c'est seulement par une étude de détail des principales vallées torrentielles, qui entament le socle du Fonjay sur tout son pourtour ou qui le côtoient, qu'il est possible de se rendre compte de la structure de l'ensemble.

Vallée de l'Andrafricanampela.

L'Andrafricanampela, dont il a déjà été question au cours de l'étude stratigraphique (p. 56), est un affluent de droite du Manambao qui se jette dans ce fleuve à quelques kilomètres en amont d'Ambalarano; c'est un véritable torrent pendant toute la partie inférieure et moyenne de son cours, descendant de plus de 400 m. sur un parcours horizontal de 5 à 6 km. De nombreuses chutes se rencontrent d'ailleurs sur ce trajet; la plus importante correspond à une dénivellation de plus de 20 m.

Ainsi qu'on l'a vu précédemment, au voisinage de son confluent avec le Manambao, l'Andrafricanampela coule sur des schistes noirs et ces grès permians présentant un pendage bien marqué d'environ 5° SW; mais, vers l'amont, le pendage augmente progressivement, atteignant successivement 10, 15, 20, 25 et même 30°; exceptionnellement, en quelques points, j'ai observé des couches inclinées à 40 et 45°. De plus, à mesure que les couches se relèvent, elles présentent un métamorphisme de plus en plus net, tandis que des filons et des sills de dolérite les traversent de toute part. C'est au passage d'une grosse intrusion que se trouve la grande chute signalée plus haut.

Après 5 km. environ de pente rapide, le cours de la rivière devient beaucoup plus lent décrivant de nombreux méandres dans une région boisée où le substratum est rarement visible; toutefois, il est certain qu'on se trouve au voisinage immédiat du massif éruptif ou sur son bord même, car tous les apports des petits torrents descendus du Nord ne comportent que des éléments de gabbro. En amont, la vallée s'élargit et la rivière coule dans un bois de rafias (d'où elle tire son nom), entre le massif du Fonjay proprement dit au Nord et le mont Andrafricanampela au Sud. Ce Mont est constitué par les faciès de bordure de l'intrusion principale: dolérites à grain plus ou moins fin, avec encore, çà et là, des zones de cornéennes et de quartzites en partie digérées par la roche éruptive. C'est au pied du mont Andrafricanampela, au Nord, que se rencontrent les premiers affleurements de gabbro franc du type du Fonjay, avec ses nombreuses variations de faciès.

Vallée de la Betsimahateika.

La Betsimahateika descend du flanc occidental du Fonjay pour aller rejoindre la Bekinana qui est un affluent important du Manambao. Jusqu'au pied des premiers contreforts du Fonjay, la Betsimahateika ne traverse, depuis son confluent vers l'amont, que des schistes et des psammites verdâtres déjà décrits qui sont sillonnés de nombreuses intrusions doléritiques, mais qui ne présentent pas de métamorphisme net. C'est seulement au-delà, en remontant le cours de la rivière, que les cornéennes et les quartzites apparaissent, constituant avec les innombrables filons et sills doléritiques qui les traversent, le flanc occidental du massif du Fonjay. Toute la haute vallée, qui possède une direction N-S, est creusée dans cette série métamorphique présentant un pendage NW accusé (6 à 7°).

Vallées du Manambaroa et de son principal affluent de droite.

Le Manambaroa, dont il a été fréquemment question dans la partie stratigraphique de ce mémoire, est le cours d'eau le plus important issu du Massif du Fonjay, c'est aussi l'un

des principaux affluents du Ranobe au point de vue du cube d'eau charrié. Le Manambaroa draine, en effet, la plus grande partie du Massif; sa vallée, très profonde et boisée, s'encaisse rapidement entre le mont Fonjay et le mont Manambaroa peu après sa source qui est située au pied de ce dernier mont.

Je n'insisterai pas ici sur la nature des sédiments que l'on rencontre en remontant le cours du Manambaroa depuis son confluent avec le Ranobe jusqu'à la grande boucle qui constitue le point le plus occidental atteint par la rivière; ce sont seulement des schistes noirs, des psammites et des grès permien, identiques à ceux décrits précédemment dans la vallée du Ranobe. Toutefois, il est intéressant de signaler, outre la présence de nombreuses intrusions doléritiques et parfois rhyolitiques, l'existence, à l'Ouest et au SW du confluent Ranobe-Manambaroa, d'un laccolite de dolérite arénisée, à gros éléments, ayant métamorphisé les sédiments avoisinants et qui doit certainement être considéré comme une apophyse du Fonjay. Dans cette région, le pendage moyen de la série sédimentaire est de quelques degrés au Nord, NNE ou NNW, avec de fréquentes irrégularités provoquées par les intrusions.

Au-delà de la grande boucle, le Manambaroa prend une direction ESE; son lit est creusé dans un complexe schisto-gréseux comme plus en aval, mais les couches se relèvent fortement vers le Fonjay, les intrusions doléritiques deviennent plus abondantes et les sédiments présentent un métamorphisme de plus en plus net vers l'amont. Dans les parages de la grande chute, les venues de dolérite ont non seulement métamorphisé les schistes et les grès en cornéennes et en quartzites, mais encore elles les ont digérés en partie, ainsi que le prouvent les nombreuses enclaves qui se trouvent dans la roche éruptive. Il est vraisemblable que très près de là, en amont, se trouve la bordure Nord du gros massif de gabbro du Fonjay; malheureusement la rivière coule alors au milieu d'une puissante formation alluviale, constituée par de gros blocs de gabbro présentant des faciès divers enrobés dans un limon latéritique, et qui masque entièrement le substratum autochtone. C'est seulement quelques kilomètres plus en amont que des affleurements de gabbro apparaissent, provoquant des rapides dans le lit de la rivière. Au delà et jusqu'à sa source, le Manambaroa au cours très lent, décrit de nombreux méandres à travers une épaisse couverture latérique qui occupe toutes les dépressions du plateau couronnant le Massif du Fonjay.

Le principal affluent de droite du Manambaroa, qui prend sa source au pied du Mont Antsoabe, a creusé sa vallée dans une série sédimentaire et métamorphique comparable à celle traversée par le Manambaroa; cependant, la coupe qu'on peut observer ici est beaucoup plus schématique et en même temps plus complète que celle qui vient d'être décrite. En remontant le cours de la rivière depuis son confluent avec le Manambaroa, on voit le complexe schisto-gréseux se relever progressivement et très régulièrement depuis 5° environ jusqu'à 20° environ, tandis qu'un métamorphisme progressif transforme les sédiments en schistes ardoisiers, puis en cornéennes souvent rubanées et en quartzites. Ce torrent n'entame pas le massif principal de gabbro; toutefois, son cours supérieur traverse l'auréole de bordure de ce massif qui présente ici, au milieu des sédiments métamorphisés des intrusions de dolérite et d'une variété de gabbro à grain très fin, constituée presque entièrement par des éléments isodiamétriques d'augite et présentant l'aspect d'un grès grisâtre (Pl. X, fig. 4). Cette roche affleure largement au voisinage du mont Antsoabe.

Vallée de la Kiranomena.

La Kiranomena (nommée parfois à tort Tsimitaratra) se jette dans le Ranobe un peu en aval du confluent de la Besampia; son propre confluent est situé à l'extrémité nord d'une grosse intrusion de dolérite arénisée, à grands éléments, qui s'étend sur la rive gauche de la Besampia et dont il sera question par la suite. En remontant le cours de la Kiranomena, après avoir traversé une gorge encaissée dans les dolérites, puis une plaine sans affleurements visibles, on entre dans une vallée étroite séparée de la Besampia, vers l'Ouest,

par une croupe escarpée et très allongée. Sur un parcours de 4 à 5 km., le lit du torrent est creusé dans les roches métamorphiques avec nombreuses intrusions éruptives. Cette série, qui possède un pendage très accusé vers le NE, comprend : des grès blancs quartzitiques avec poudingues, des cornéennes claires ou sombres rubanées et enfin de nombreux filons et filonnets formés principalement de dolérite, mais aussi de granite à amphibole et à biotite et d'aplite. En amont, un gros massif de dolérite a digéré les cornéennes et les quartzites au milieu desquels il s'est consolidé et dont il ne subsiste que des enclaves. Plus haut encore, après un coude brusque de la rivière vers l'Ouest, on retrouve des cornéennes intercalées dans la masse des gabbros, qui présentent des faciès très variés : à côté du gabbro normal typique à éléments de labrador et d'augite de mêmes dimensions, on rencontre ici, en particulier, des affleurements d'un microgabbro à très gros labradors enrobés dans une pâte à petits éléments; j'ai trouvé fréquemment cette roche à l'état de blocs isolés dans le lit du Ranobe, du Manambaroa et de l'Andrafianampela, mais c'est ici seulement que j'en ai observé des affleurements indiscutables. Enfin, plus en amont encore, la Kiranomena tombe d'environ 50 m, le long de parois subverticales de gabbro, en deux chutes séparées par un court palier (Pl. V, fig. 3).

Vallée de la Besampia.

J'ai déjà décrit en détail la basse vallée de la Besampia (p. 51), en indiquant que le complexe schisto-gréseux qui y affleure présente un pendage accusé, pouvant atteindre jusqu'à 15° et 20° vers l'Est (Pl. V, fig 1). Le métamorphisme de ces formations est faible en général, malgré la présence de nombreux filons et sills de dolérite. Ces intrusions sont en relation avec un gros massif doléritique, allongé du Nord au Sud sur la rive gauche de la Besampia. La partie médiane et profonde de cet affleurement est constituée par une dolérite à structure ophitique, à gros éléments, arénisée et présentant le phénomène de décomposition en boules; au contraire, la zone de bordure, recouvrant en bien des points la zone profonde, est formée par une dolérite à grain fin ne présentant pas de transition entre la roche fraîche, intacte, et la roche totalement latéritisée. C'est le bord de cette auréole finement grenue qui, atteignant le lit de la Besampia en un point, y provoque une chute importante. Là, on peut constater l'existence d'une zone de sédiments métamorphiques, partiellement digérés par la roche éruptive dans laquelle se distinguent encore des enclaves claires, rubanées, de grès et de cornéennes. En plusieurs points, des lambeaux de schistes ou de grès recouvrent encore le massif de dolérite, mettant en évidence sa nature intrusive (fig. 26).

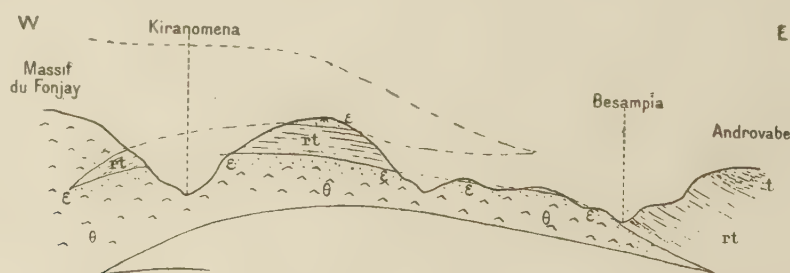


Fig. 26. — Coupe schématique W-E du bord oriental du Massif du Fonjay.
θ: Gabbros — ε. Dolérite. — rt. Permo-Trias. — t. Trias.

C'est certainement ce massif qui a soulevé la série sédimentaire de la Besampia, mais ce n'est qu'une apophyse du Massif du Fonjay; en effet, il en est séparé, à l'Ouest, par la croupe escarpée située entre les vallées de la Besampia et de la Kiranomena, croupe qui est constituée en grande partie par des schistes et des grès métamorphisés passant souvent à

de véritables quartzites et à des cornéennes. Cette série métamorphique, traversée de nombreux filons, montre un pendage très accusé vers l'Est. La crête est couronnée, en bien des points, par un gabbro à gros éléments identique à celui du Fonjay et nettement superposé aux cornéennes et aux quartzites qui affleurent de nouveau au-dessous, sur le flanc occidental de la colline. Il est probable que cette disposition est due à l'alternance d'apophyses de gabbro ou de dolérite issues du Massif du Fonjay et de zones de sédiments métamorphisés, conformément au schéma ci-contre (fig. 26).

Structure d'ensemble et constitution du massif.

Cette étude des principales vallées issues du Massif du Fonjay permet de se rendre compte des relations de la roche éruptive et des sédiments environnants; il importe maintenant d'examiner la constitution pétrographique du massif lui-même et les variations de faciès qu'il présente.

La plus grande partie du massif éruptif est formée par un gabbro normal à labrador et à augite passant souvent au diallage; mais on observe de très nombreuses variations de faciès, de structure, de grain et même parfois de composition, suivant les points où l'on étudie la roche. En particulier, les abords du mont Fonjay sont constitués par un gabbro à bytownite et à augite qui englobe des éléments d'olivine (Pl. X, fig. 4); en certains points, l'augite se raréfie, se concentrant en gros éléments disséminés dans la roche et constituant à sa surface, dans les parties soumises à l'érosion, de grosses verrues gris-verdâtre caractéristiques; en même temps, l'olivine, en petits cristaux jaune d'or isolés, devient plus abondante. Enfin, certaines zones, peu étendues d'ailleurs, en particulier au Sud du signal, sont formées par une roche blanche piquetée de jaune, ne comportant plus que de la bytownite et de l'olivine; c'est l'allivalite, recueillie pour la première fois par M. Gautier et décrite d'abord comme une troctolite par M. LACROIX (129 bis), puis sous le nouveau nom d'allivalite (créé par Harker, en 1908) par le même auteur (137, t. II, p. 635).

Les sommets qui dominent le plateau sont généralement constitués par des pointements de microgabbro ou de dolérite, qui souvent injectent seulement le gabbro normal sous forme de nombreux filonnets, semblant ainsi accroître sa résistance à l'érosion; c'est la disposition qu'on observe au mont Manambaroa et aussi dans les amas de rochers curieusement sculptés par le ruissellement, appelés Tsingikely, qui se trouvent situés à 4 km. environ au SE du Manambaroa. Le mont Maroboaly, que je n'ai pu toucher, présente vraisemblablement la même constitution. Tous les filons microgrenus que j'ai observés, traversant le gabbro normal, sont formés par une dolérite ou un gabbro à grain fin; mais je n'ai pas rencontré les affleurements d'andésite et de labradorite qui avaient été signalés par GIRAUD (107).

Je n'ai vu aucun affleurement de roche acide à la surface du vaste plateau qui couronne le Massif du Fonjay; cependant il n'est pas impossible qu'il existe ici des pointements microgranitiques analogues à l'Ambereny, étant donné la présence de filons de granite, d'aplite et de diorite quartzifère, en certains points de pourtour du massif (vallée de la Kiranomena). Giraud a également signalé de telles intrusions (microgranite ou micropegmatite) sur le versant oriental du Fonjay, dans l'aurole métamorphique, mais il ne m'a pas été possible de les retrouver.

Malgré leur diversité de faciès et de structure, tous les gabbros qui viennent d'être passés en revue se comportent d'une manière très uniforme sous l'action des agents atmosphériques: la latéritisation n'est pas progressive, on observe toujours un passage brusque de la roche intacte à la latérite rouge sombre; en réalité, ainsi que M. LACROIX l'a fait remarquer (137, t. III, p. 113), il existe une zone de transition, mais elle atteint au plus quelques millimètres d'épaisseur. De là résulte l'aspect du Massif du Fonjay, où des blocs de roche fraîche, enracinés ou isolés, pointent çà et là, à travers la couverture de latérite. Ce type de latéritisation est très différent de l'altération progressive des gabbros leucocrates de l'Antatika ou des dolérites à structure ophitique formant la plupart des petits laccolites décrits

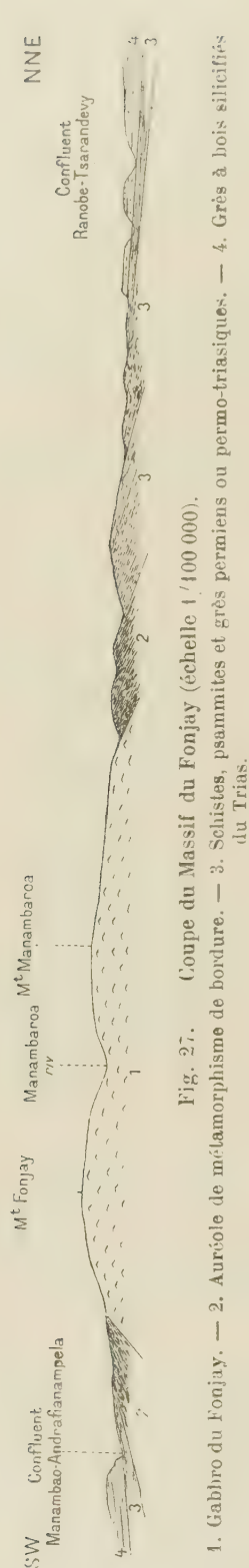


Fig. 27. Coupe du Massif du Fonjay (échelle 1/100 000).

1. Gabbro du Fonjay. — 2. Auréole de métamorphisme de bordure. — 3. Schistes, psammites et grès permians ou permo-triasiques. — 4. Grès à bois silicifiés du Trias.

précédemment; dans ces derniers cas, la roche présente l'aspect qualifié « en pain d'épice » par M. Lacroix.

Les phénomènes d'écrasement des roches sont rares ici, j'en ai seulement observé un exemple au voisinage du mont Adrafiampela, dans un gabbro normal.

Enfin, pour terminer cette description du plateau du Fonjay, je crois intéressant de signaler la présence, en quelques points de la surface, comme sur l'Antalika et l'Ambereny, de galets roulés de quartz, pouvant atteindre la grosseur d'une noix et dont j'ai pu recueillir quelques exemplaires jusqu'aux abords du Mont Fonjay.

CONCLUSIONS

En résumé, le Massif du Fonjay est une grosse intrusion, presque entièrement constituée par un gabbro, dont la structure, le faciès et la composition peuvent varier sensiblement d'un point à l'autre, avec des ségrégations locales basiques à olivine, et traversée par des filons microgrenus pouvant passer à des dolérites. Ce massif a soulevé et métamorphisé les sédiments permians ou triasiques dans lesquels il s'est consolidé : les argiles et les schistes se transforment en véritables cornéennes, les grès deviennent des grès-quartzites ou des quartzites à augite, et l'ensemble, qui affleure en une auréole continue autour de la masse intrusive, a certainement été partiellement digéré lors de la mise en place du magma (fig. 27). Cette auréole métamorphique n'est pas uniforme : sur les flancs occidental et méridional, elle est étroite, les couches étant très redressées, ce qui implique un enfoncement rapide de la roche éruptive; sur le bord oriental et septentrional, au contraire, la zone métamorphique est large, les strates ont un pendage plus faible et la présence de nombreuses digitations du massif éruptif central, s'étendant loin vers le NE, doit être corrélative de l'existence, à faible profondeur, de la masse principale de gabbro qui ne s'ennoie que très lentement.

Un réseau très serré de filons et de sills doléritiques, en relation avec l'intrusion principale et ses apophyses, se ramifie dans l'auréole métamorphique et même bien au delà. Quelques intrusions acides (microgranites, micropegmatites, parfois même granites) traversent également la série métamorphique, mais en aucun point je n'ai pu observer les relations des filons acides et des filons basiques d'une manière assez nette pour pouvoir préciser leurs âges respectifs.

Le Massif du Fonjay est donc certainement intrusif; il constitue soit un batholite, soit, plus probablement un laccolite fortement bombé à sa partie supérieure, comme Giraud l'avait admis. Postérieurement à sa consolidation, qu'il n'est pas possible de dater avec les seuls éléments

fournis par l'étude précédente, mais qui doit remonter au Crétacé moyen, étant donné l'analogie de ce massif et de ceux dont l'âge peut être précisé, l'intrusion a été partiellement mise à nu par l'érosion; puis, lors d'une phase de pénépléation ultérieure, une nappe alluviale, dont il ne subsiste que quelques galets de quartz est venue recouvrir la partie dénudée en même temps que l'Antatika-Ambereny.

Les analogies entre les deux gros laccolites du Fonjay et de l'Antatika-Ambereny sont grandes, aussi bien comme constitution pétrographique que comme type d'intrusion; cependant, outre la plus grande variété des roches qui constitue l'Antatika, ce dernier se singularise nettement par sa grande régularité et par sa forme moins bombée, dans la mesure où son état d'érosion actuel permet de s'en rendre compte. Malgré les dimensions comparables des affleurements des deux massifs, l'Antatika constitue une saillie beaucoup moins imposante que le Fonjay au milieu de la pénéplaine triasique.

C. MASSIFS MICROGRANITQUES ET RHYOLITIQUES DES VALLÉES DU RANOBE ET DU MANAMBAO

1. TSIMITARATRA, BESONGOMBY ET ANNEXES

Le Tsimitaratra et son voisin le Besongomby forment un gros massif, très escarpé vers le Sud, avec flanc septentrional beaucoup moins raide, et qui se dresse sur la ligne de partage des eaux du Ranobe et du Manambao, au SE du Fonjay. Il fut signalé pour la première fois par M. GAUTIER, en 1898 (101, p. 860), et cependant aucun renseignement précis ne semblait exister sur sa constitution avant mon passage, en 1924. En 1902, M. GAUTIER (103, p. 23), indique que le Tsimitaratra, qui n'a pas encore été exploré, est constitué vraisemblablement par des roches à teinte claire, des trachytes dont des échantillons ont été recueillis à son pied; pour cet auteur « Fonjay et Tsimitaratra sont deux volcans conjugués ». Dans sa Minéralogie de Madagascar, M. LACROIX ne cite ce massif qu'incidemment. M. DECARY (74) décrit seulement des filons qui semblent en relation lointaine avec le Tsimitaratra « qu'il n'a pu explorer ».

Le Tsimitaratra présente une allure tabulaire très nette, il se dresse vers le Sud en un abrupt rocheux imposant qui présente un débit prismatique remarquable; vers l'Ouest, il se relie au Fonjay par une ligne de crête sinueuse qui sépare les têtes des vallées des affluents du Ranobe et du Manambao; vers l'Est, un ensellement assez accentué le sépare du Beson-



Fig. 28. — Profils du Tsimitaratra et du Besongomby vus du Sud.

Les microgranites sont figurés en hachuré vertical et les grès triasiques en pointillé.

gomby (fig. 28). Ce dernier est un piton arrondi, presque abrupt vers l'Est et le SE et qui se prolonge vers le NW et vers le SW par deux arêtes escarpées (Pl. V, fig. 8).

La constitution pétrographique des deux massifs est identique, l'ensemble est formé par

un microgranite présentant souvent une structure micropegmatitique, pauvre en éléments colorés, ceux-ci ayant peut-être été décomposés pour donner naissance à la magnétite qui abonde dans certaines plages. Le lambeau qui constitue le Tsimitaratra possède une épaisseur de 100 à 150 m.; il repose manifestement sur les grès et les argilites du Trias par une surface subhorizontale. Une tête de ravin profonde, creusée dans des alternances de grès et d'argiles schisteuses vertes, sépare cette table microgranitique du second lambeau moins régulier qui forme le Besongomby; étant donné leurs positions respectives, l'ancienne continuité des deux affleurements éruptifs ne peut pas faire de doute. Par contre, la branche SW qui se détache du Besongomby s'abaisse nettement vers le SW et paraît appartenir à une ramification profonde du massif. D'autre part, j'ai observé une intercalation micropegmatitique dans le socle sédimentaire et sur le flanc est du Besongomby.

Vers l'Est, aux abords du chemin de Morafenobe à Belitsaka et à Mijada, il existe de nombreux affleurements de rhyolite et de pechstein signalés pour la première fois par GIRAUD (107); ces roches éruptives constituent des couches subhorizontales et des filons à parois souvent inclinées. Enfin, au Nord du Tsimitaratra et du Besongomby s'étend un vaste plateau sur lequel passe la route des pétroles et qui est formé, dans sa partie septentrionale et orientale, par des affleurements rhyolitiques se terminant par une falaise abrupte vers la vallée de la Marova, mais qui semblent s'ennoyer, au Sud, sous la série argilo-gréseuse servant de socle au massif microgranitique.

La structure du Tsimitaratra et du Besongomby qui vient d'être exposée, m'a conduit à la notion que ce vaste ensemble éruptif microgranitique et rhyolitique est instrusif: il semble constituer les restes d'un laccolite acide, peu bombé, comparable à ceux du Wyoming ou du Colorado. Il n'est pas possible de donner des preuves définitives de cette manière de voir et on pourrait penser que de grandes coulées acides se sont épanchées à plusieurs reprises sur les dépôts triasiques, qui constitueraient ainsi des intercalations entre ces différents épanchements. Cependant, la nature microgrenue d'une partie des venues éruptives, l'absence de tufs dans les sédiments intercalés et la disposition générale de l'ensemble doivent faire pencher en faveur de la première hypothèse. Ici toutefois, les sédiments sont tout au plus durcis légèrement par la roche éruptive et ne paraissent pas avoir été métamorphisés.

Les affleurements de rhyolite qui ont été décrits au Nord du massif microgranitique, en bordure de la Marova, appartiennent certainement au même ensemble, ainsi d'ailleurs que les innombrables filons et sills de rhyolites et de pechstein qui sillonnent la région. Il en est vraisemblablement de même des lambeaux de rhyolite, passant parfois à des microgranites, qui couronnent la colline Berondro, située au Sud de l'extrémité orientale du Fonjay, ainsi que la crête qui s'en détache vers le Nord et celle qui relie le Fonjay au Tsimitaratra (mont Masiakampy).

II. VENUES RHYOLITIQUES DE LA VALLÉE DU MOYEN RANOBE

L'examen de la carte au 1/200 000 ci-jointe, permet de se rendre compte que le Tsimitaratra, le Besongomby et leurs annexes qui viennent d'être étudiées ne sont que l'extrémité SE d'une longue trainée d'affleurements rhyolitiques, discontinue et irrégulière, mais se

superposant presque exactement à la vallée du Moyen Ranobe, entre le confluent de la Mitsiotaka et Tsimirandro, avec une direction moyenne NW-SE.

Cette traînée comporte un certain nombre de groupes dont plusieurs présentent une disposition très curieuse. Le plus oriental, situé au NW du confluent de la Mitsiotaka et du Ranobe, sur la rive droite de ce fleuve, possède une forme de fer à cheval ouvert vers le Sud; son affleurement principal est le mont Bokarano ou Andranoboka, qui est constitué par un lambeau tabulaire de rhyolite dont les bords, souvent abrupts, montrent un débit subprismatique très net. La roche éruptive repose, par une surface de contact presque horizontale, sur des grès et des argiles triasiques; cependant, en plusieurs points, des intrusions profondes sont en relation avec la masse superficielle : c'est ainsi que la rivière Bokarano traverse un épais filon rhyolitique situé dans l'alignement du fer à cheval. De même, le Ranobe a entamé un dyke de rhyolite correspondant à l'extrémité sud de la branche orientale du fer à cheval; en ce point d'ailleurs, la table rhyolitique repose, par une surface de contact presque horizontale, sur des grès et des schistes argileux avec sills doléritiques.

Au SE de ce premier ensemble et dans le prolongement de sa branche orientale, il existe de nombreux lambeaux de rhyolite couronnant les crêtes aux abords du confluent Mitsiotaka-Ranobe et qui se poursuivent eux-mêmes vers le Sud par les annexes du Tsimitaratra. Ici encore des filons relaient les masses superficielles à la traversée des vallées.

Un second ensemble, situé au NW du précédent, également sur la rive droite du Ranobe, se compose d'une chaîne subcirculaire, presque fermée, de lambeaux rhyolitiques couronnant généralement des crêtes et entourant une région de grès triasiques, déprimée et très boisée qui englobe la majeure partie des bassins de la Masiakampy et de l'Andrafiabe. Au centre de ce cercle, qui atteint 7 à 8 km. de diamètre, se dressent plusieurs massifs de rhyolite dont le plus important est le mont Masiakampy; ces derniers lambeaux, à allure tabulaire, sont nettement superposés aux grès triasiques, au moins sur leur bord méridional. Les affleurements éruptifs de la chaîne extérieure reposent eux aussi sur le Trias, mais ils sont souvent en relation avec des intrusions profondes et parfois on observe d'épaisses intercalations de rhyolite interstratifiées dans le substratum gréseux (gorges de l'Andrafiabe, au Sud du mont Ankavitra) (Pl. V, fig. 7).

C'est à ce même ensemble qu'on peut rapporter le mont Andreforefo qui est situé un peu en dehors et au SE de la chaîne extérieure. Ce petit massif est encore un lambeau de rhyolite reposant sur le Trias et que sa forme en croissant seule a pu faire prendre parfois pour un volcan : le fond du pseudo-cratère est en effet occupé par des argilites verdâtres.

Sur la rive gauche du Ranobe, à l'Ouest de l'ensemble qui vient d'être décrit, se dresse un important massif tabulaire de rhyolite, le Mahanitsy, qui repose encore indiscutablement sur les grès du Trias (fig. 6). Son bord oriental, abrupt, présente un délit prismatique remarquable; les colonnes prismées qui s'en détachent se retrouvent parfois jusque dans le lit du Ranobe qui coule non loin de son pied. C'est cet aspect (Pl. V, fig. 9) qui l'avait fait considérer avant mon passage (rapports inédits du service des Mines) comme un témoin de coulée basaltique.

Enfin, au NW du Mahanitsy, affleure à nouveau un important ensemble rhyolitique : de nombreux lambeaux couronnant les crêtes sur la rive droite du Ranobe sont semblables

comme constitution pétrographique et comme mode de gisement à ceux déjà décrits ; par contre, les épaisses intercalations éruptives signalées antérieurement (p. 198) qui se rencontrent dans le lit du fleuve et sur sa rive gauche, dans les formations sédimentaires permotriasiques, sont formées par une roche différente d'aspect : c'est encore une rhyolite, mais elle est mouchetée de vert par des amphiboles chloritisées, sa teneur en quartz libre semble généralement plus faible et elle passe parfois à un trachyte (ou à une rhyolitoïde). Il est cependant probable que ces deux types de roche proviennent de la consolidation d'un même magma et que leurs gisements sont contemporains.

III. AMBOHITSIRAINDRAINA, KIVORONDOLO ET AMBOHIMIRAHAVAVY

Sur la rive droite du Ranobe, en amont du confluent de la Mitsiotaka, trois sommets imposants s'alignent suivant une direction N-E : ce sont de l'Ouest à l'Est : l'Ambohitsiraindraina, le Kivorondolo, et l'Ambohimirahavavy.

C'est encore M. GAUTIER (101) qui signala le premier, en 1898, l'existence de ces massifs éruptifs ou tout au moins des deux principaux d'entre eux, mais à cette époque et encore en 1902 (105, p. 26), il les considérait comme des volcans. Leur constitution pétrographique ne semble connue, au moins partiellement, que depuis 1924 à la suite des explorations de M. DUMAS (89) et de M. DECARY (74, p. 9), qui ont indiqué que l'Ambohitsiraindraina est rhyolitique.

L'Ambohistsiraindraina se dresse au bord méridional des plateaux triasiques qui s'étendent au Nord du Ranobe ; c'est un tronc de cône surbaissé fortement échancré vers le Nord, ce qui l'a fait longtemps considérer comme un volcan (Pl. VI, fig. 4). Il domine son socle de plus de 300 m., mais sa base jusqu'à une altitude de plus de 550 m. est encore sédimentaire et formée par des grès à bois silicifiés ; c'est seulement au-dessus que la roche éruptive affleure, reposant presque horizontalement sur les sédiments sous-jacents. Cette roche est une rhyolite, bleuâtre lorsqu'elle est fraîche, blanc-jaunâtre quand elle est altérée, identique à celle qui constitue les nombreux massifs décrits précédemment. Les flancs, souvent escarpés, du chapeau rhyolitique, présentent fréquemment un débit subprismatique, principalement dans l'échancrure tournée vers le Nord. Le fond de cette échancrure, laquelle avait été prise pour un cratère « égueulé », est en réalité entièrement sédimentaire. De l'extrémité NE du mont se détache une apophyse de rhyolite qui s'enfonce dans les grès et doit être considérée par suite comme un dyke.

Au NW de l'Ambohitsiraindraina, un second massif rhyolitique affleure au milieu des grès triasiques, mais ce dernier possède un profil beaucoup plus arrondi et une altitude bien moins élevée que le premier : les indigènes l'appellent actuellement Ambohitsiraindrainakely, mais il semble que ce soit ce massif qui est figuré sur la carte de M. GAUTIER (105) sous le nom de Kavorondolo.

Le véritable Kivorondolo (ou Kavorondolo) est un massif rocheux, aux bords abrupts en grande partie boisé, qui surgit au milieu des grès triasiques, à l'Est de l'Ambohitsiraindraina, entre deux profonds ravins descendant vers le Ranobe. Bien que je n'aie pas eu la possibilité d'aborder cette colline, je la considère comme un affleurement de rhyolite, étant donné la couleur très claire des parois rocheuses visibles de la piste de Mijada à Bekodoka.

Il en est de même du mont Ambohimirahavavy (« montagnes sœurs ») situé encore plus

à l'Est; il présente un sommet double, composé de deux crêtes à directions sensiblement perpendiculaires. Son aspect me conduit à admettre que c'est encore un affleurement rhyolitique, mais le temps m'a manqué pour m'en assurer.

MODE DE GISEMENT DES VENUES RHYOLITIQUES DU RANOBE

La plupart des affleurements de rhyolite qui viennent d'être décrits sont de grosses masses tabulaires, à débit souvent subprismatique et qui reposent, par une surface de contact presque horizontale, sur les grès ou les argilites du Trias; par contre, ils sont généralement en relation avec des intrusions (filons ou sills) qui traversent leurs substratum sédimentaire. Une telle disposition peut faire penser que tous ces lambeaux éruptifs sont les vestiges d'anciennes coulées rhyolitiques qui auraient recouvert de vastes étendues au Nord du Manambao, jusqu'aux abords du plateau de Mahafoka. La présence d'innombrables petits affleurements acides, latéritisés et par suite peu visibles, entre les massifs principaux qui ont été cités, est encore un argument en faveur de cette manière de voir, que j'avais d'abord adoptée lors de ma première exploration. Dans cette hypothèse, il faut admettre ou bien que les épanchements ont eu lieu à la fin du Trias, ce qui en ferait l'équivalent de la série volcanique du Drakensberg (Karoo supérieur), ou bien que toutes les formations sédimentaires post-triasiques et antérieures à la phase de volcanisme ont été enlevées par l'érosion avant le début de cette phase. L'absence complète de tufs et d'éléments de roches volcaniques dans les sédiments triasiques ne permet pas, à mon avis, d'envisager un âge plus ancien, contemporain des dépôts arénacés environnants.

L'hypothèse d'épanchements superficiels se heurte à plusieurs objections assez sérieuses : *a*) l'existence de coulées rhyolitiques aussi étendues semble incompatible avec ce que l'on connaît actuellement sur le mode de gisement superficiel de ces roches ; *b*) en certains points, les venues rhyolitiques sont nettement encaissées entre des formations gréseuses du Trias ; *c*) enfin, en quelques endroits, d'épaisses tables de rhyolite s'enfoncent sous les grès, au lieu de leur être superposées (Ouest du mont Andreforefo, Nord du Besongomby et du Tsimitaratra). Ce sont ces arguments qui m'ont amené à admettre dès 1926 (10), « que la majorité, sinon la totalité des venues acides citées précédemment, sont d'anciennes intrusions dans le Trias, mises en relief par dénudation, grâce à leur dureté beaucoup plus grande que celle des grès triasiques ». Les petits filons et les sills minces sont parfois formés de pechteins ; les filons-couches épais et la plupart des laccolites sont rhyolitiques ; enfin les masses les plus épaisses, telles que le Tsimitaratra ou le Besongomby, sont microgranitiques. Ainsi que je l'ai dit antérieurement, lors de l'étude de ces derniers massifs, des intrusions comparables comme nature et comme manière d'être se rencontrent dans les grands laccolites acides des Etats-Unis.

L'âge de ces venues, dans la dernière hypothèse est aussi difficile à préciser que celui des intrusions de gabbro ; mais l'étude des autres massifs acides de la région qui peuvent être datés approximativement, permet, par analogie, de rapporter au Crétacé moyen les intrusions dans le Trias.

IV. KOJIAMATAKO ET AMBOHIPITSAKA

Au Sud du Manambao, en bordure du Bemaraha, qui ne présente plus qu'une altitude médiocre dans cette région, deux bastions avancés dominant à la fois la pénéplaine triasique

vers l'Est et les plateaux jurassiques et basaltiques vers l'Ouest. Ce sont le Kojiamatako au Nord, immédiatement au bord du Manambao, et l'Ambohipitsaka, à 10 km au Sud, sur le même méridien (Pl. IV, fig. 4), (fig. 29).



Fig 29. — Profils du Kojiamatako et de l'Ambohipitsaka vus de l'Ouest.

Aucun renseignement ne semble avoir été donné sur ces monts avant la description qu'en donne M. LACROIX d'après des renseignements fournis par M. Perrier de la Bathie (137, t. I, p. 105); grâce aux échantillons recueillis, M. LACROIX a pu, en même temps, préciser la constitution pétrographique des deux massifs (137 t. II, p. 601, et t. III, p. 208), mais aucune indication sur leur âge n'est donnée. MM. LÉON BERTRAND et L. JOLEAUD (26, 126, p. 34) leur assignent un âge tertiaire, postérieur aux tufs basaltiques crétacés.

Mes propres études sur le terrain m'ont surtout permis de préciser les conditions de gisement des deux affleurements. Le Kojiamatako est composé d'une table subrectangulaire de microgranite, atteignant environ 100 m. d'épaisseur et surmontée d'un cône surbaissé de la même roche et de même épaisseur. L'ensemble repose sur les grès du Trias, sans intercalation de calcaires dans le contact, au moins du côté méridional. La présence d'éboulis sur les pentes rend impossible la détermination de l'allure du contact; cependant, l'aspect tabulaire du massif doit faire penser que l'on se trouve en présence d'un lambeau recouvrant les grès plutôt que d'un gros neck qui aurait traversé ces sédiments. Le bord oriental des calcaires du Bemaraha contourne le mont par l'Ouest, mais il semble que le niveau de base de la roche éruptive correspond approximativement au niveau de base des calcaires. De nombreuses intrusions de dolérite latéritisée se rencontrent dans le socle triasique, mais je n'en ai observé aucune en contact direct avec le microgranite. Les divers échantillons de la roche éruptive que j'ai recueillis à divers niveaux, au cours de l'ascension du mont, sont en tous points conformes à la description qu'en donne M. Lacroix. Ce sont des microgranites à phénocristaux d'orthose sodique faculés d'albite et à quartz corrodés; leur pâte microgrenue comporte toujours quelques petits éléments de biotite foncée, un peu d'amphibole, de la magnétite, du zircon et de l'apatite.

L'Ambohipitsaka, situé au Nord d'Ambakaka, est encore un lambeau tabulaire de microgranite, à débit subprismatique, mais sa forme est très allongée suivant une direction subméridienne; de plus, il repose incontestablement sur les formations sédimentaires qui l'entourent par une surface de contact présentant une légère pente vers le NE. Ici encore, comme pour le Kojiamatako, le bord oriental des calcaires du Bemaraha contourne le massif par l'Ouest, de telle sorte que le substratum est presque toujours constitué par les grès et les argiles du Trias (fig. 11, p. 103). Cependant, sur le versant Sud du mont, en face Ambakaka, une lame de calcaire pisolitique, durci et tacheté, mais sans minéraux de métamorphisme nets, est interposée entre le microgranite et les grès triasiques; cette lame calcaire, qui se termine en biseau vers l'Est, atteint une épaisseur maximum de 60 m. L'extré-

mité nord du massif, qui en est en même temps le point le plus bas, n'est éloignée que de 5 km. à peine du mont Kojiamatako. Dans l'intervalle, on observe quelques dykes rhyolitiques, mais surtout des intrusions doléritiques se faisant jour au milieu des grès du Trias.

L'analogie de l'Ambohipitsaka et du Kojiamatako et surtout l'identité du microgranite qui les constitue permet de les rapporter avec certitude à une même phase éruptive et de leur attribuer le même mode de gisement. Or, l'Ambohipitsaka, moins boisé et plus facile à étudier, est certainement une table de microgranite reposant sur un substratum sédimentaire et non un neck (bien qu'il puisse être toutefois en relation avec un neck masqué par un recouvrement sur les bords); de plus le lambeau calcaire pincé à sa base permet de dater la mise en place de la roche éruptive au plus tôt du Bathonien. Ces conclusions doivent donc s'appliquer également au Kojiamatako. Mais ici, comme pour la plupart des massifs éruptifs acides qui ont été étudiés jusqu'alors, il est difficile de se rendre compte si l'on se trouve en présence d'intrusions ou de lambeaux de coulées. Comme pour les précédents, l'absence de tufs dans les sédiments avoisinants me paraît en faveur de la première hypothèse. Quant à l'âge de ces venues éruptives, tout ce qu'il est possible d'affirmer, en se basant seulement sur les observations locales et quel que soit le mode de gisement auquel on se rallie, est qu'elles sont postérieures au Bathonien. Par analogie avec les venues acides qui seront étudiées par la suite (Antseidoha), il est possible toutefois de leur attribuer avec quelque vraisemblance un âge crétacé.

Il est intéressant de noter la ressemblance frappante qui existe entre les groupements Tsimitaratra-Besongomby, d'une part, et Kojiamatako-Ambohipitsaka, d'autre part; il existe seulement une légère différence de composition dans les microgranites qui les composent (et encore, peut-être n'est-elle pas constante): la biotite existe seulement dans la roche du groupement Kodjiamataka.

D. MASSIFS ÉRUPTIFS DE LA HAUTE MANANGOZA ET DU MOYEN SAMBAO

Les Hauts Plateaux qui dominant vers l'Ouest le dôme cristallin de Bekodoka sont constitués, ainsi qu'on l'a vu précédemment (p. 158) par des affleurements de grès probablement mésocrétacés et de roches éruptives diverses. Ces dernières occupent le centre et forment la plus grande partie des plateaux situés au Nord du parallèle de Tsibidy et que je désignerai sous le nom de « massif du moyen Sambao ». Les affleurements éruptifs ont une extension moins grande au Sud du même parallèle, où ils forment le « massif de la haute Manangoza ». Ces deux massifs sont reliés par un pédoncule large de 5 km. environ entre le bord sud du Plateau de Kipatso et la Manangoza.

L'Ambohitrosy et le massif d'Ambatomainty ne sont que des dépendances orientales du massif du moyen Sambao, mais, étant donné leur grande importance et les particularités de leur constitution, leur étude sera réservée pour un prochain paragraphe.

HISTORIQUE

Si l'on excepte de cet ensemble éruptif le Massif de l'Ambohitrosy, le reste des massifs, bien que très étendu, paraît n'avoir été découvert que très tardivement. Il ne figure, en effet, sur aucune des cartes géologiques de Madagascar publiées avant 1914. Mouneyres et

Baron l'ont contourné et traversé partiellement en 1904 sans s'apercevoir de son existence. C'est M. PERRIER DE LA BATHIE qui, le premier, a indiqué sur sa carte de la région du Cap Saint-André (87) cet important massif éruptif. Dans sa *Minéralogie de Madagascar*, M. A. Lacroix écrit seulement : (137, t. I, p. 103) : « M. Perrier de la Bathie a rencontré entre le Maningoza et Ampoza sur le Ranobe, de grandes coulées basaltiques épanchées sur les calcaires liasiques et surmontées par des coulées de rhyolites (notamment près de la rivière Ambalabao); elles proviennent probablement du massif non encore exploré de Betandroka ».

En 1924, M. DECARY (74, p. 27-28) précisait les contours de ces affleurements sur son essai de carte géologique des environs de Bekodoka; en même temps, il donnait des renseignements nouveaux sur quelques points, notamment sur la région du Kifio et de l'Andolosary.

En fait, la constitution d'ensemble de cet important massif n'était pas connue avant mon passage. Son extension considérable ne m'a pas permis, étant donné le peu de temps dont je disposais, d'en entreprendre l'étude approfondie qui serait certainement très instructive; cependant j'ai pu déterminer les grandes lignes de sa structure et son mode de gisement.

I. MASSIF DE LA HAUTE MANANGOZA.

Le massif ou plutôt le plateau de la haute Manangoza est encadré, comme je l'ai indiqué antérieurement (p. 158), par des affleurements de grès crétacés, sauf sur son bord NE où il semble venir directement en contact avec le Trias. La Manangoza traverse ces affleurements suivant leur plus grande longueur, avec une direction SE-NW.

La constitution lithologique de cet ensemble est certainement très variée, mais la couverture latéritique qui masque presque partout les affleurements en rend l'étude peu aisée. On peut cependant y distinguer :

1° Deux massifs acides qui se caractérisent aisément grâce à leur relief très accusé. Au Sud, l'Ankiboboraka présente quelques analogies avec l'Ambohitrosy, bien que son altitude soit inférieure. C'est un groupe de pitons microgranitiques qui surmonte un socle doléritique formant l'extrémité SE des plateaux éruptifs. La roche constituante, dont je n'ai pu recueillir que des échantillons légèrement altérés, est un microgranite présentant souvent une structure micropegmatitique, avec phénocristaux d'albite, d'orthose sodique ou d'anorthose faculée d'albite et de quartz; le seul minéral ferro-magnésien est une amphibole vert-bleuâtre pléochroïque, qui paraît provenir de la transformation d'anciens éléments de lanéite. Les produits d'altération sont nombreux : ce sont, en particulier, des amphiboles sodiques en touffes bleu clair (arfvedsonite-riébeckite) et de la limonite. La parenté de cette roche avec les granites de l'Ambohitrosy n'est donc pas douteuse.

Au NW de l'Ankiboboraka, sur la rive droite de la Manangoza, se dresse l'Ambohibeoro, non figuré sur la carte topographique au 1/500 000, bien que son altitude (500 m. environ) le rende visible de fort loin. Il est entièrement formé par une rhyolite à phénocristaux d'orthose et d'anorthose et à pâte en grande partie dévitrifiée avec quartz globulaire. Les collines de Mahierere qui prolongent ce mont vers le Nord m'ont paru avoir la même constitution, mais il ne m'a pas été possible de le vérifier.

Ces massifs acides se comportent comme des culots extrusifs au milieu des formations éruptives environnantes; toutefois ce sont vraisemblablement des épanchements qui prolongent l'Ambohibeoro vers le NW et vers le SE.

Outre ces deux massifs acides, j'ai seulement observé une crête de trachyte (ou de rhyolitoïde), à direction SSW-NNE, non loin du bord occidental des plateaux éruptifs, c'est probablement un dyke qui prolonge les affleurements trachytiques signalés par M. DECARY (74) au Nord de l'Ankolahivotsy et au Sud du Mont Kifio.

2° De grandes étendues de roches basiques : dolérites, andésites et basaltes, dans lesquelles il sera très difficile de préciser des contours. La bordure orientale de ces affleurements, qui suit l'Anombifotsy (ou Ombifotsy), affluent de droite de la Tsibidy, forme une ligne de relief dont la structure, généralement bien visible, est intéressante.

Près du nouveau village d'Antanifotsy, situé à 9 km. au SE de Tsibidy, les grès crétacés, formant un plateau sur la rive gauche de l'Anombifotsy, s'envoient avec un plongement très net vers l'Est sous une couverture de basalte, qui est elle-même surmontée par d'autres formations éruptives constituant une colline escarpée, les Behasaka. La base de cet abrupt est formée par une brèche d'une roche claire, altérée, présentant un rubanement irrégulier; bien que son état d'altération ne permette pas de préciser sa nature, il est probable que c'est une andésite ou un trachyte partiellement dévitrifié. Au-dessus, des alternances de roches éruptives massives, parfois prismées, et de zones tendres correspondant à des tufs ou à des roches très altérées, donnent à la colline l'aspect d'un vestige d'édifice volcanique. J'ai observé d'ailleurs la même disposition stratifiée dans les flancs des collines situées à l'Est des Behasaka, sur la rive droite de la Manangoza. Par contre, la crête qui relie les Behasaka au Mont Masiekompy, situé plus au Sud, et l'Ampanonganombilahy, qui borde la Manangoza au NE des Behasaka, paraissent constitués entièrement par une dolérite massive. Le basalte qui borde l'Anombifotsy est probablement celui qui a été décrit et analysé par M. LACROIX (137, t. III, p. 47, analyse 365); ce serait un type de passage à une sakalavite et, en effet, on y observe de nombreuses plages de verre brun qui paraissent être fréquentes dans les sakalavites.

En dehors de cette région, les affleurements frais de roches basiques, visibles surtout dans les fonds de vallées, sont en majorité des andésites et des labradorites doléritiques (lit de la Manangoza à l'Ouest de l'Ambohibeoro, Est de l'Ambohibeoro, socle de l'Ankiboboraka, etc.). Parfois cependant on observe des dolérites et même de véritables gabbros; une crête étroite située au SE du Mont Masiekompy et à l'Est de l'affleurement trachytique signalé plus haut est un dyke épais, formé par un gabbro à grands éléments de labrador et d'augite sans structure ophitique. A l'Est de ce dyke s'observe une arène jaunâtre à concrétions calcédonieuses qui provient certainement de l'altération d'une dolérite ophitique; elle est couronnée par une dolérite à olivine.

Enfin je crois utile de signaler, entre l'Ankiboboraka et l'Ambohitrosy, dans le lit d'un affluent de la Manangoza, la présence d'une brèche andésitique compacte qui présente beaucoup de ressemblance avec celle des Behasaka; ici encore l'état d'altération de la roche ne permet pas de préciser sa nature exacte. Ces brèches massives rappellent beaucoup les brèches andésitiques signalées par M. A. Lacroix, dans la région du Marin à la Martinique.

II. MASSIF DU MOYEN SAMBAO

Je n'examinerai ici que les affleurements éruptifs situés sur la rive gauche du Sambao, réservant pour la suite l'étude de l'Ambohitrosy et de ses annexes orientales.

Ce massif est ainsi limité, au SE par le plateau de grès crétacés du Kipalso, à l'Est par le Sambao et l'Ambohitrosy, au Nord et au NE par le Sambao et les plateaux crétacés qui bordent sa rive droite, à l'Ouest par une étroite bande de grès crétacés qui s'étend d'Ampary à la Manangoza.

Le vaste territoire ainsi délimité comporte une région médiane de plateaux de 250 m. d'altitude moyenne qui sépare deux régions basses : la vallée de la Kiranomena au Sud et la dépression du Lac d'Ampary au Nord.

Les plateaux, dont la surface est presque toujours latéritisée, semblent formés en totalité par d'anciennes coulées; il ne paraît pas exister ici d'anciens centres d'émission définis. Les rhyolites et les trachytes (ou rhyolitoïdes) ne constituent pas de culots ni de pitons, mais seulement de vastes affleurements tabulaires : l'un d'eux s'étend le long du bord oriental des plateaux, sur la rive gauche de l'Ambalabao, s'appuyant à l'Ouest sur la bordure de grès crétacés; il occupe la partie la plus élevée de la zone éruptive. C'est probablement cette roche qui a été signalée par M. LACROIX (137, t. I, p. 103; t. II, p. 601; t. III, p. 10), d'après M. Perrier de la Bathie, près de l'Ambalabao et décrite comme une rhyolitoïde sans phénocristaux; toutefois j'ai recueilli en plusieurs points des échantillons à phénocristaux d'orthose sodique et d'anorthose, bien visibles à l'œil nu.

Un autre lambeau tabulaire rhyolitique couronne les hauteurs sur la rive gauche du Sambao entre Belela et Belatsaka; cette venue de rhyolite est nettement superposée aux diverses formations éruptives de la région, cependant une intrusion basaltique, d'ailleurs peu importante, traverse les rhyolites à 1 km. au SE de Belatsaka. D'autre part, ce lambeau tabulaire, dont l'épaisseur atteint environ 50 m., présente un pendage net vers le NW, le contact de base étant 100 m. plus bas au NW de Belatsaka, qu'il est au SE de Belela. La superposition aux autres venues éruptives est mise en évidence par les contours de l'affleurement rhyolitique et par la coupe qui s'observe sur son bord, en particulier au NW et au Nord de Belatsaka (fig. 30). Sur tout le pourtour du lambeau, un basalte doléritique affleure sous les rhyolites.

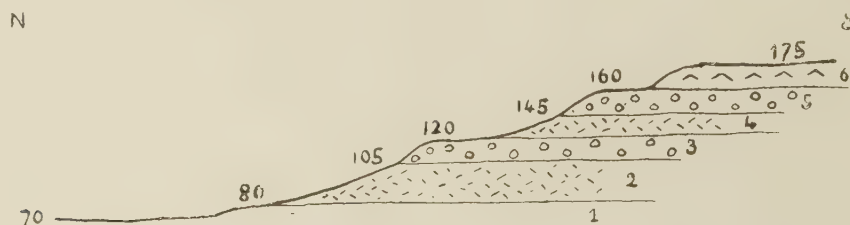


Fig. 30. — Coupe du bord des plateaux rhyolitiques entre Amboka (au Nord) et Belatsaka (au Sud),
1. Dolérite altérée. — 2. Arènes latéritiques. — 3. Andésite. — 4. Arènes latéritiques. — 5. Basalte. — 6. Rhyolitoïde.

En dehors de ces affleurements acides, toute la surface du plateau éruptif est occupée par des coulées labradoritiques ou basaltiques. Seul le petit massif boisé de Betandroka, que je n'ai pas pu explorer, semble présenter une constitution différente; il est possible, étant donné sa végétation, que ce soit un affleurement de grès crétacés.

Les deux zones déprimées situées de part et d'autre des plateaux permettent de se rendre compte de la nature du substratum des coulées acides et basiques qui viennent d'être

décrites. Au Nord, autour du Lac d'Ampary, comme au Sud, dans la vallée de la Kiranomena, les basaltes doléritiques des plateaux recouvrent des arènes jaunâtres ou verdâtres qui paraissent résulter en général de l'altération de dolérites ophitiques; il est cependant possible que certains niveaux soient d'anciennes cinérites altérées. Ces arènes sont traversées par de nombreux filons rhyolitiques, trachytiques ou basaltiques et de nombreuses intercalations (coulées ou sills) de ces mêmes roches (fig. 30).

Dans la vallée de la Kiranomena, au-dessous de ces arènes, on observe une épaisse formation latéritique, rouge en surface et blanche en profondeur, qui provient de l'altération d'une roche éruptive (probablement d'un basalte) et qui s'étend presque jusqu'au confluent de la Manangoza.

Dans la plaine du Lac d'Ampary, les mêmes arènes affleurent à l'Est et au Sud du lac (Sud de Bekiria, région d'Amboka et d'Ampaka). La partie NW de la plaine et le fond du lac semblent constitués également, en majeure partie, par des formations éruptives; certains affleurements marneux correspondent peut-être cependant à des calcaires jurassiques décalcifiés, les grès crétacés intermédiaires étant très réduits dans cette région.

AGE ET MODE DE GISEMENT

J'ai montré précédemment (p. 159) que, malgré la disposition souvent très redressée et même parfois subverticale du contact des formations éruptives avec les grès crétacés, un ensemble de constatations permet d'attribuer aux venues éruptives un âge postérieur à celui des grès et probablement turonien; seule la brèche d'Ambakoa (piste de Maranomena à Kiranomena), constituée par de gros éléments de rhyolite, d'andésite et de basalte et qui affleure au-dessous des grès crétacés sur le flanc occidental du plateau de l'Ambakoa, permet de penser qu'une phase éruptive a pris place avant la transgression mésocrétacée.

Les dispositions des venues éruptives et l'aspect de certains massifs, ainsi que la structure généralement microlitique des roches qui les constituent, me font penser que l'ensemble correspond à des épanchements superficiels et non à des intrusions. Bien que les tufs indiscutables me paraissent rares, car la plupart des zones arénisées semblent dues à l'altération de basaltes doléritiques ou de dolérites ophitiques, il est impossible de concevoir une origine profonde pour les brèches éruptives qui ont été décrites dans les Behasaka et près de l'Ambohibeoro. L'absence de tufs ou leur faible importance prouve seulement que la plupart des émissions de laves ont dû se produire suivant le mode fissural. Je considère cependant, ainsi que je l'ai indiqué plus haut, que les Behasaka et la colline située au SE de l'Ampanonganombilahy, sur la rive droite de la Manangoza, sont des vestiges d'édifices volcaniques (p. 227).

Les relations des grès mésocrétacés et des coulées s'expliquent facilement si l'on admet que les grès ont été profondément entamés par l'érosion, postérieurement à leur consolidation, mais avant l'émission des laves qui se sont ainsi épanchées sur un sol au modelé très accidenté. L'allure subverticale de la surface de contact des formations sédimentaires et éruptives que j'ai observée à l'Ouest du Kipatso, à Tsarafahy et au Nord de l'Ambohitrosy, ne peut guère s'expliquer que par cette hypothèse.

III. MASSIF ÉRUPTIF DE L'AMBATOMAINTY ET DE LA SAHONDRA

A l'Est et au pied du Massif de l'Ambohitrosy, s'étend une région basse de 200 m. environ d'altitude moyenne, drainée par la Sahondra et ses affluents, la Bebakoly et l'Ambatomainty, et bordée vers l'Est par un plateau qui la domine de 100 à 150 m., dans lequel les rivières ont creusé des vallées profondément encaissées. C'est ce plateau qu'emprunte la piste de Bekodoka à Soalala, il s'étend jusqu'au massif cristallin de Bekodoka vers l'Est et il est couronné, sur son bord NE, par le Mont Ambatomainty N qui atteint près de 450 m. d'altitude.

Cette région est peu connue. GIRAUD (107) y signale l'existence d'un massif de gabbro à olivine bordé au Sud par des affleurements latéritiques et des couches de labradorite doléritique et au Nord par des diabases quartzifères et des latérites. M. A. LACROIX (137, t. I, p. 103; t. III, p. 207) cite seulement des gabbros granulitiques sur le gisement desquels il n'a pas de données précises.

En 1924, M. DECARY (74, p. 28) confirma seulement la plupart des observations de Giraud. Enfin, par des traversées N-S et W-E de ce massif, j'ai pu en préciser quelque peu la nature et la constitution.

La région centrale, la plus élevée, y compris le Mont Ambatomainty, est constituée par un gabbro normal à labrador et généralement à olivine; cependant de fréquentes variations dans la structure et la composition se rencontrent d'un point à l'autre. Dans le lit de la Bebakoly, au pied nord du Mont Ambatomainty, j'ai recueilli un gabbro à bytownite et à olivine qui rappelle beaucoup certains gabbros de l'Antatika et du Fonjay. Au Sud de la Bebakoly, sur la piste de Bekodoka, j'ai récolté un gabbro qui présente des éléments d'olivine englobés dans les cristaux d'augite comparable au gabbro qui, au Fonjay, forme le passage à l'allivalite. Enfin, à 2 km. au Sud de la Sahondra, un gabbro à très gros éléments d'augite, analogue également à certaines formes décrites dans le Fonjay, affleure au bord d'un ravin. Les formes d'érosion de ces roches, qui sont caractérisées par la présence de cannelures, rappellent aussi beaucoup celles des Tsingikely du Fonjay.

La zone d'affleurement des gabbros francs dépasse peu la piste de Bekodoka à Soalala vers l'Ouest; au delà, de même qu'au Sud de l'Ambatomainty et au Nord de la Sahondra, la roche grenue fait place à des dolérites passant même à des labradorites et à des basaltes. Ces types microgrenus et microlitiques s'observent d'ailleurs aussi, fréquemment, dans le massif de gabbro.

Au Nord du massif, un long affleurement WNW-ESE, de labradorite bleu sombre, riche en géodes d'épidote, de chlorite et d'albite, traverse les dolérites. Il est jalonné par une série de petits dômes surbaissés et de rochers à patine sombre, presque noire. A la traversée de la Sahondra, cet affleurement se traduit par des rapides situés au voisinage immédiat du village de même nom. Malgré des observations minutieuses, il m'a été impossible de vérifier dans cette région l'existence d'une anomalie magnétique considérable signalée par Giraud.

Le plateau qui entoure le massif de gabbro est en majeure partie recouvert de latérite qui rend impossible la délimitation précise des différentes roches qui s'y rencontrent. J'ai cependant pu constater que tous les affleurements de roches fraîches sont basiques. Au Sud

depuis Belolo jusqu'à la piste de Bekodoka à Soalala, s'observe une dolérite à grain extrêmement fin (les éléments paraissent avoir en moyenne de 2 à 3/100 de mm. de diamètre), constituée par des plagioclases et de l'augite et dépourvue de verre autant qu'on peut s'en rendre compte (Pl. X, fig. 5). En relation avec cette roche se trouvent des dolérites passant à des labradorites à épidote et à chlorite et des basaltes parfois prismés.

Je n'ai pas traversé la dépression qui s'étend entre ces plateaux et l'Ambohitrosy, mais son modelé présente une telle analogie avec celui des abords est du Lac d'Ampary que j'ai cru pouvoir admettre, pour ma carte, une constitution semblable à celle des abords ouest de l'Ambohitrosy. D'ailleurs, la piste de Bekodoka à Soalala traverse des arènes latéritiques jaunâtres avec filons de dolérite, à 8 km. environ au Nord de Bekodoka, dans un fond de vallée qui paraît prolonger la région basse située plus à l'Ouest. Ces arènes, provenant de dolérites altérées et peut-être aussi de cinérites, sont identiques à celles du Lac d'Ampary et de la haute Kiranomena.

Affleurements situés au Nord de l'Ambohitrosy, sur la rive droite de la Sahondra,

Ces affleurements prolongent ceux qui viennent d'être décrits et ne mériteraient pas de mention spéciale s'ils ne comportaient, contrairement aux précédents, d'importantes venues acides. Ici encore le contact de la roche éruptive et des grès mésocrétacés qui la bordent au Nord est subvertical; au Nord du Mont Ambohitrosy, une vallée profonde sépare un escarpement de grès d'une falaise entièrement formée de roches éruptives et dont la coupe figurée ci-contre (fig. 31) est intéressante par le fait qu'elle rappelle la coupe de Belatsaka

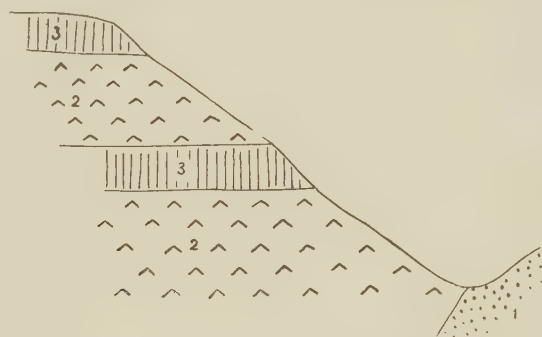


Fig. 31. — Coupe de la limite orientale des plateaux de grès mésocrétacés au Nord de l'Ambohitrosy (échelle 1/2000).

1. Grès mésocrétacés — 2. Dolérites à grain fin. — 3. Rhyolitoïdes.

(fig. 30) par ses alternances de dolérites à grain plus ou moins fin et de trachytes ou de rhyolitoïdes. C'est une rhyolite pauvre en quartz qui couronne la série éruptive.

Age et mode de gisement.

Seuls les affleurements situés au Nord de l'Ambohitrosy permettent de vérifier que ces formations éruptives présentent les mêmes relations avec les grès mésocrétacés que les venues situées à l'Ouest du Sambao. Partout ailleurs, en effet, sur le pourtour du massif,

la roche éruptive est en contact, soit avec les grès du Trias (au Sud et au Nord), soit avec les schistes cristallins du dôme de Bekodoka (à l'Est). En aucun point je n'ai pu déterminer les relations exactes des formations éruptives et des terrains avoisinants; il semble cependant, en général, que les premières sont superposées aux dernières, en particulier à l'Est du massif, près d'Anjiamena.

Ces conditions de gisement et les ressemblances qui existent entre ce massif et ceux de la haute Manangoza et du moyen Sambao permettent de considérer les diverses venues éruptives étudiées comme des épanchements; toutefois, la zone centrale ne peut être interprétée que comme une cheminée ou le centre d'une coulée très épaisse. Selon toute vraisemblance, l'ensemble est du même âge que les massifs étudiés précédemment.

IV. MASSIF DE L'AMBOHITROSY (OU AMBOHIBENGY)

Bien que le Massif de l'Ambohitrosy fasse partie intégrante des affleurements éruptifs de l'Aire anticlinale du Cap Saint-André, son importance et sa complexité de constitution sont telles que son étude détaillée s'impose.

Historique.

L'Ambohitrosy, grâce à son altitude élevée au milieu d'une région relativement basse, a été remarqué depuis très longtemps. En 1898, M. GAUTIER (101) le cita au nombre des îlots volcaniques crétacés de l'Ambongo et, la même année, PRINCE (178, p. 327) signala « de grosses roches dioritiques disséminées un peu partout sur le sommet et les flancs de ces montagnes ». Les échantillons récoltés par M. Gautier furent étudiés et décrits par M. LACROIX (129) en 1900 : pour la première fois étaient signalés les granites sodiques à ægyrine et arfvedsonite. A la suite de leur mission en 1903, MOUNEYRES et BARON (3, p. 11) complétèrent et corrigèrent les descriptions de leurs devanciers, indiquant en particulier que certains sommets de l'Est du massif étaient constitués par les granites sodiques. Mais c'est seulement en 1914 que GIRAUD (107) donna une description détaillée du Massif, dans laquelle il indique la répartition des gabbros et des granites; pour lui, le mont Ambohitrosy proprement dit est constitué par un gabbro, il écrit en effet : « Plus haut, sur les pentes de D (mont Ambohitrosy), j'ai recueilli des blocs qui semblaient provenir de ce sommet D et qui étaient des gabbros ouralitisés clairs, à très grands éléments, traversés par un filon de diabase ouralitisée bleuâtre à éléments plus fins ». D'autre part, Giraud admet que les venues de gabbro sont postérieures aux venues granitiques.

Dans sa *Minéralogie de Madagascar*, M. LACROIX (137, t. I, p. 105) donne un aperçu résumé, d'après Giraud, de la constitution du massif; les roches éruptives qui le composent sont l'objet d'études, presque toujours accompagnées d'analyses. Enfin, en 1924, M. DECARY (74, p. 28) qui a traversé l'Ambohitrosy l'année précédente, ne donne aucune indication nouvelle sur la constitution et la structure de ce massif.

Ce n'est donc pas un appareil éruptif inexploré comme l'Antatika ou même mal connu comme le Fonjay que j'ai été conduit à explorer personnellement en 1926; je crois cependant avoir recueilli un nombre suffisant d'observations nouvelles pour me permettre d'entreprendre une description du massif, qui ne fera pas double emploi avec les précédentes et que la carte schématique ci-jointe permettra de suivre facilement. De plus, je suis parvenu à préciser dans une certaine mesure les âges relatifs des différentes roches et l'âge absolu de l'ensemble (15).

Description du Massif (fig. 32).

Le Massif de l'Ambohitrosy (Pl. III, fig. 4) se dresse sur la rive droite du Sambao, au NW de Bekodoka; il est allongé du Nord au Sud, mesurant plus de 10 km. dans ce sens, et

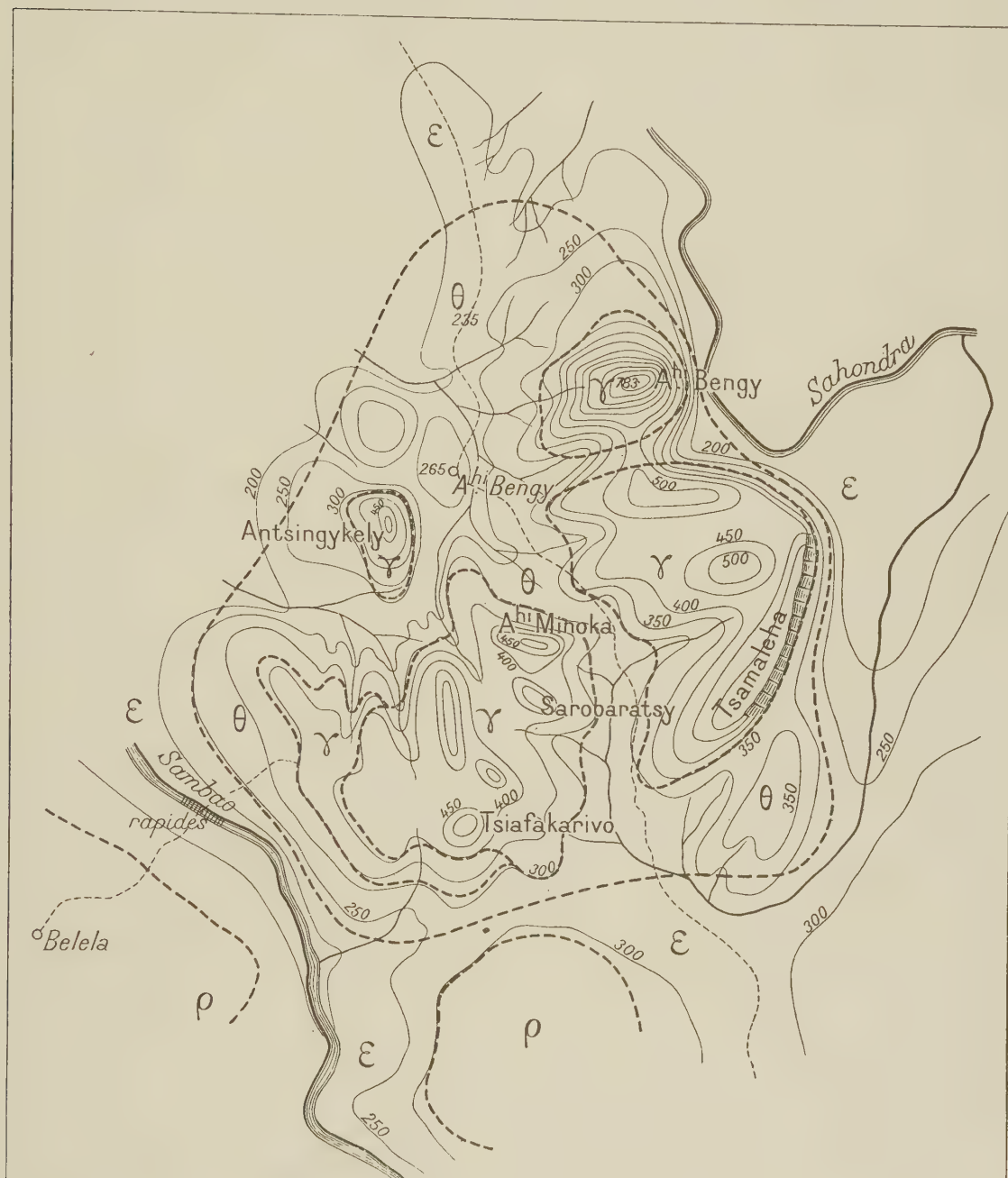


Fig. 32. — Carte du Massif de l'Ambositrosy (échelle 1/100 000).

plus de 8 km. de l'Est à l'Ouest. Il est constitué essentiellement par un socle de gabbro, dont l'altitude oscille entre 250 et 300 m. et qui est surmonté par plusieurs massifs granitiques aux flancs très raides ou même abrupts. Le plus étendu de ceux-ci occupe la partie

SW du socle; il est couronné par plusieurs sommets aigus : l'Ambohiminoka, le Sarobaratsy et le Tsiafakarivo. Vers l'Est, une vallée profonde, l'Andrafiamadinka (j'adopte ce nom indiqué par Giraud, bien que les indigènes semblent parfois l'appliquer également à la vallée qui descend vers l'Ouest), sépare ce premier massif d'un second, moins accidenté que le précédent, mais bordé vers l'Est par une falaise abrupte longue de plusieurs kilomètres : le Tsamaleha. C'est au Nord de ce dernier que se dresse le mont Ambohitrosy (la montagne aux Chèvres, en sakalave Ambohibengy) (Pl. VI, fig. 7), qui a donné son nom au massif entier et dont la masse imposante rappelle le Puy de Dôme à la fois par son profil et par son altitude au-dessus du socle, soit 500 m, le sommet du mont atteignant 783 m. Enfin, au SE de ce mont, dont il est séparé par une vallée qui se dirige vers le NW, s'élève un petit piton granitique : l'Antsingikely. Il est possible d'ailleurs que ce dernier ne soit que l'extrémité nord du premier massif décrit, qui est situé immédiatement au Sud et dont il n'est séparé que par une étroite et profonde vallée (appelée parfois Andrafiamadinka par les indigènes). Le seul village existant à l'heure actuelle dans tout ce massif est Ambohibengy, situé entre le mont Ambohitrosy et l'Antsingikely.

La constitution pétrographique du massif, qui vient déjà d'être esquissée dans ses grandes lignes, est assez simple. Le socle est formé par un gabbro normal à labrador et souvent à olivine (Sud du village Ambohibengy) qui affleure à la fois sur le pourtour du massif et dans les vallées; les nombreux échantillons de cette roche que j'ai recueillis en différents points ne montrent que des variations de composition et de faciès peu importantes. Au col situé entre l'Andrafiamadinka et la vallée qui descend vers le NW affleure, au voisinage du granite, un gabbro à biotite et amphibole verte, sans olivine. Au SW de l'Antsingikely, dans la vallée, j'ai recueilli un gabbro fin, riche en olivine et dont les labradors présentent fréquemment la macule de la péricline et aussi le phénomène de schillérisation. Sur le pourtour du Massif, ces gabbros passent à des dolérites à grain plus ou moins fin qui semblent parfois leur être superposées, ainsi que Giraud l'a indiqué au Sud du massif, dans la vallée de l'Andrafiamadinka; mais souvent le passage semble graduel. Vers le Nord, en suivant le chemin d'Ambohibengy à Bekiria, on observe ainsi une dolérite à grain très fin relayant les gabbros; mais cette dolérite est elle-même superposée à un complexe éruptif que l'on traverse en descendant vers le Sambao et qui comprend, sur près de 150 m. d'épaisseur, des alternances de dolérites plus ou moins altérées, de trachytes et peut-être même de tufs (il est difficile parfois de distinguer les tufs de certaines roches entièrement arénisées) traversées par des filons variés (dolérite, trachyte, rhyolite). Cette disposition semble exister sur tout le pourtour du massif; je l'ai signalée déjà, en effet, à la fois au Sud et à l'Ouest.

Ainsi que je l'ai déjà indiqué précédemment, *tous les sommets du massif*, et non pas seulement « la plupart » comme l'indique M. LACROIX d'après Giraud, sont constitués par du granite à pyroxène et à amphibole sodiques (15). En particulier, le mont Ambohitrosy, sommet D de Giraud, qui était considéré par cet auteur comme un piton de gabbro, est en réalité granitique comme ses voisins. Malgré de grosses difficultés et la mauvaise volonté des guides d'Ambohibengy, j'ai tenu à effectuer l'ascension longue et pénible de ce mont pour m'assurer à la fois de sa nature et de sa structure. La plus grande partie des flancs de cette montagne est boisée et encombrée de blocs de granite parfois énormes, surtout vers la base; entre les cotes 400 et 450, la végétation et les éboulis disparaissent et le granite en

place apparaît à nu, formant une surface presque lisse et à très forte pente (plus de 30°) où s'observe une *structure remarquable en couches concentriques emboîtées, peu épaisses, comparables aux écailles d'un bulbe*. Cette zone caractérisée par sa pente plus forte est bien visible à distance (Pl. VI, fig. 6). Plus haut, par suite d'une réduction sensible de la pente, les éboulis reparaissent et en même temps la végétation arborescente qui se poursuit jusqu'au sommet. Le point culminant est constitué par un amas de rochers de granite teintés en rose ou rouge par altération ; leur sommet dépasse à peine les arbres de la forêt qui recouvre la partie supérieure, presque plate, du mont où se rencontrent encore plusieurs autres amas de rochers. D'aucun point il n'est possible de découvrir à la fois tout l'horizon. La description qui précède permet de se rendre compte de la structure du mont : il semble s'être constitué en effet par la sortie d'un magma à l'état pâteux à travers une filière, étant donné la véritable schistosité concentrique qui s'observe dans la masse. La roche qui forme l'ensemble du piton et dont j'ai recueilli plusieurs échantillons à divers niveaux est un granite à laneïte, à ægyrine et à riébeckite : la laneïte passe souvent à l'ægyrine sur ses bords et la riébeckite se présente en petites plages parfois incluses dans l'ægyrine ; souvent des altérations ferrugineuses colorent la roche en rouge.

Une structure analogue à celle du mont Ambohitrosy se rencontre encore en d'autres points des massifs granitiques, mais elle est généralement moins nette : sur son flanc sud le mont Tsiafakarivo présente une surface conique, nue et à forte pente, qui rappelle beaucoup la zone moyenne des versants du mont Ambohitrosy. Le mont Sarobaratsy m'a paru également avoir un aspect analogue. Quant à la falaise orientale du Tsamaleha, il est difficile de se rendre compte de sa signification, soit qu'elle représente comme dans les cas précédents la surface extérieure d'une masse sortie à l'état pâteux, soit qu'elle constitue seulement le rebord d'une table granitique, reste d'une ancienne venue horizontale. En plusieurs points, d'ailleurs, il m'a paru non douteux que de telles venues tabulaires (je ne dis pas coulées pour ne pas préjuger de leur mode de gisement, profond ou superficiel) existent en bordure des massifs granitiques : toute la partie occidentale du massif SW, à l'Ouest du Tsiafakarivo, forme une sorte de plate-forme granitique étroite, de 380 m. d'altitude moyenne, qui supporte le groupe des pitons et qui semble reposer subhorizontalement, vers 300 m., sur le socle de gabbro. Les relations du granite et du gabbro pourraient évidemment s'interpréter autrement, mais la superposition de la roche acide me paraît prouvée par le fait de la quasi-horizontalité de la ligne de contact qui dessine une véritable courbe de niveau sur les flancs des vallées. Pour les autres parties des différents massifs, il ne m'a pas été possible de me rendre compte d'une manière satisfaisante de l'allure du contact de base des granites avec les gabbros, par suite de l'abondance des éboulis sur les pentes. Il est toutefois remarquable que, sauf dans la vallée comprise entre l'Antsingikely et l'Ambohiminoka, où Giraud a constaté la présence de granite, c'est toujours le gabbro qui affleure dans les fonds de vallées ; même dans le ravin signalé par Giraud, j'ai trouvé uniquement des roches basiques, en l'espèce des dolérites à grain fin, au SSW de l'Antsingikely, point le plus en amont que j'aie atteint.

La nature pétrographique des différents massifs acides est peu variable ; la roche type la plus répandue est, ainsi que M. LACROIX l'a indiqué (157, t. II, p. 580), un granite sodique à laneïte et à ægyrine ; parfois la laneïte se transforme en riébeckite sur les bords, mais le plus souvent elle paraît s'épigéniser en ægyrine ; les quartz en grandes plages moulent les

autres éléments, les feldspaths sont surtout des microperthites d'orthose sodique ou d'anorthose et d'albite avec quelques éléments d'albite indépendants. Les variations de faciès indiquées par M. Lacroix m'ont paru toujours très localisées, toutefois l'appauvrissement en quartz semble constant dans certaines zones externes des massifs, en particulier dans l'Antsingikely, dans la plate-forme formant la bordure occidentale du massif SW et dans le Tsamaleha (ici les éléments d'albite sont abondants), où le granite passe à une syénite quartzifère. Je n'ai rencontré la riébeckite en petites plages bien définies que sur les flancs du mont Ambohitrosy ; par contre, en de nombreux points, j'ai recueilli des échantillons à structure miarolitique dans lesquels on observe des amas fibreux en touffes d'une amphibole sodique bleu-verdâtre que M. Lacroix rapporte au groupe crocidolite-riébeckite-arfvedsonite. Sur le flanc occidental du massif Est (Tsamaleha), à 2 km. environ du village Ambohibengy, affleure un granite à ægyrine, probablement en filon dans le socle de gabbro, qui présente une structure de pegmatite graphique, les quartz en grandes plages moulant les feldspaths peu allongés à section subrectangulaire. Une roche analogue avait été signalée par Giraud, mais une confusion dans l'exposé de sa situation ne m'a pas permis de la retrouver. D'autre part, le temps m'a manqué pour rechercher le granite écrasé et bréchoïde indiqué par Giraud sur le flanc nord du Sarobaratsy. Enfin, malgré le grand nombre d'échantillons que j'ai recueillis en des points très divers du massif, je n'ai pu observer dans aucun d'eux l'œnigmatite découverte par M. Lacroix dans des échantillons récoltés à la fois par M. Gautier et par Mouneyres ; Giraud n'en avait pas non plus retrouvé le gisement qui doit être restreint et situé dans la partie Est du Massif, seule explorée par Mouneyres et Baron.

Mode de gisement et âge du Massif.

Alors que le mode de gisement des massifs du Fonjay et de l'Antatika-Ambereny a pu être aisément mis en évidence, il n'en est plus de même pour l'Ambohitrosy qui est situé au centre d'un vaste affleurement de roches éruptives et non plus au milieu de formations sédimentaires comme les deux premiers. La description qui précède permet seulement d'établir les relations qui existent entre le Massif de l'Ambohitrosy et les venues éruptives qui l'entourent : ainsi que je l'ai montré, il semble que le gabbro formant le socle du massif est l'équivalent latéral d'un niveau de dolérite, à grain parfois très fin, qui affleure à la fois au Nord et au Sud de ce massif.

Du fait de ce passage latéral des roches grenues de l'Ambohitrosy aux roches microgrenues et microlitiques des épanchements environnants, on doit conclure que ces diverses venues sont contemporaines et, par suite, que la mise en place du Massif de l'Ambohitrosy date vraisemblablement de la fin du Crétacé moyen ou du Turonien.

Mais, d'autre part, il est nécessaire d'admettre que l'Ambohitrosy est constitué par des venues éruptives superficielles, ce qui peut paraître difficilement conciliable avec la texture grenue des roches qui s'y rencontrent et avec l'analogie indiscutable qui existe entre ce massif et ceux de l'Antatika et du Fonjay. Etant donné l'impossibilité de rapporter l'ensemble des formations éruptives de l'Ambongo Sud à des intrusions, je crois qu'il faut admettre que *l'Ambohitrosy correspond à un véritable batholite ou laccolite qui a crevé sa couverture sédimentaire et a donné naissance à une partie des épanchements qui l'entourent.*

Il reste à préciser l'âge relatif des différentes venues éruptives du massif. Giraud signale dans l'affleurement granitique SW, en un point mal défini, des gabbros ouralitisés qui traversent des granites à pyroxène et des pegmatites à ægyrine; d'autre part, le même auteur décrit, au Sud du massif, dans la vallée de l'Andrafiamadinka, une andésite pyroxénique vitreuse qui repose sur les granites et le gabbro à olivine. Je ne pense pas que ces observations soient suffisantes pour démontrer que les venues granitiques sont antérieures à toutes les roches basiques du massif. Le comportement des masses granitiques à l'égard des gabbros à olivine du socle, tel qu'il a été décrit antérieurement, montre que les massifs acides se sont consolidés après avoir traversé ce socle, donc postérieurement aux gabbros. Cette mise en place des granites est, d'ailleurs, très probablement contemporaine de l'épanchement des coulées rhyolitiques de la région avoisinante, coulées qui sont, elles aussi, plus récentes que la grande majorité des autres formations éruptives basiques (p. 228). Il me paraît toutefois certain qu'une nouvelle phase éruptive basique a eu lieu à la suite de la phase acide, entraînant à la fois les injections de gabbros et d'andésites signalées par Giraud et aussi des épanchements de laves labradoritiques ou basaltiques, dont j'ai déjà signalé des témoins au-dessus des coulées rhyolitiques, près de Belatsaka.

Cette alternance de phases basiques et acides est d'autant plus vraisemblable qu'elle correspond exactement aux faits déjà signalés dans la région du Manambao, du Ranobe et du moyen Sambao. M. LACROIX (137, t. III p. 207) écrit au sujet du Fonjay : « il est traversé par des filons..... et Giraud y a observé un filonnet de granite alcalin; cette observation est importante, car elle rend vraisemblable le même ordre de relations entre les gabbros et le granite du massif voisin de l'Ambohitrosy »; or ce sont en fait des dispositions inverses que Giraud admet pour les deux massifs. Pour ma part je suis de l'avis de Giraud en ce qui concerne le Fonjay, l'étude de l'Antatika a d'ailleurs confirmé cette manière de voir, puisque là aussi l'ordre de succession des différents magmas est le même; mais je crois que la disposition est la même dans l'Ambohitrosy. Dans tous ces massifs, les gabbros, généralement à olivine, qui en constituent la masse principale, se sont consolidés avant les granites; comme l'écrit M. LACROIX (137, t. III. p. 208), « l'ordre de succession et par suite de différenciation du magma, a toujours été le même, aussi bien dans les massifs intrusifs que dans les épanchements; les granites sont postérieurs aux gabbros, les rhyolites se sont épanchées à la surface des coulées basaltiques ». Toutefois, ainsi que je l'ai déjà montré, une nouvelle phase basique, peu importante d'ailleurs en général, a suivi la phase acide.

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS PÉTROGRAPHIQUES

Ainsi que le montre l'étude précédente des différents massifs constituant le complexe éruptif de l'Ambongo Sud, on trouve réunies dans cette même région des venues éruptives à disposition tabulaire, présentant les plus grandes analogies avec celles de l'Antanimena ou de la province de Maintirano, et des masses grenues rappelant au contraire les intrusions de l'Antatika ou du Fonjay. Autant qu'il soit possible de s'en rendre compte, ces deux modes de gisement ne sont pas indépendants et des termes de passage existent entre les épanchements et les massifs grenus.

Il me paraît logique, dans ces conditions, d'admettre que l'Ambohitrosy et l'Ambato-

mainty correspondent à de véritables batholites ou laccolites qui ont crevé leur couverture sédimentaire et se sont épanchés latéralement en immenses coulées qui ont été alimentées d'autre part par des émissions fissurales.

Ce complexe comporte trois types de magmas principaux, correspondant à trois phases principales dans les éruptions : la plus ancienne est caractérisée par des gabbros, des labradorites et des basaltes; la suivante a fourni des granites sodiques, des syénites, des rhyolites, des rhyolitoïdes et des trachytes; la plus récente ne comporte que quelques émissions peu importantes de magmas basaltiques. Les émissions acides de la phase intermédiaire, bien que plus localisées que les venues basiques antérieures, ont dû recouvrir une grande étendue, étant donné les nombreux témoins qui subsistent encore; le magma était caractérisé par une forte teneur en soude, qui apparaît à la fois dans les granites riches en pyroxènes et en amphiboles sodiques et dans les rhyolites et rhyolitoïdes, où le feldspath dominant est l'orthose sodique ou l'anorthose. Les rhyolitoïdes et les rhyolites pauvres en quartz libre caractérisent les venues microlitiques.

Malgré la présence d'une brèche éruptive à la base des grès mésocrétacés, à l'Est de Maromena, brèche qui indique des manifestations éruptives antérieures au Crétacé moyen il me paraît certain que la majeure partie des éruptions sont postérieures à cette époque et vraisemblablement de même âge que les épanchements de l'Antanimena et de la Province de Maintirano.

E. AMBATOMAINTY S.E. ET AMBOHITRALIKA

L'Ambatomainty (où il y a des pierres noires), situé à moins d'un kilomètre à l'Ouest du poste du même nom, est une colline formée par une grosse intrusion qui est connue depuis longtemps grâce à sa richesse en zéolites décrites et figurées par M. LACROIX (137). Non loin de là, un peu plus à l'Ouest encore, se dressent deux autres mamelons jumeaux, l'Ambohitralikakely et l'Ambohitralikabe, situés presque sur le prolongement de l'Ambatomainty et présentant avec ce dernier les plus grandes analogies.

L'Ambatomainty est allongé suivant une direction W10°N environ; la roche éruptive affleure suivant son axe en un fuseau long de 2 km. et large de 60 à 80 m. dans sa partie médiane, s'effilant en un mince filon aux extrémités (Pl. VI, fig. 3).

La masse principale de l'intrusion est constituée par un gabbro à gros éléments de labrador et d'augite, ces derniers moulant souvent des plagioclases donnent à la roche une tendance à la structure ophitique; de plus, la richesse en pyroxène et par suite la coloration varient notablement d'un point à l'autre. Il est très rare de trouver le gabbro inaltéré; presque toujours il est transformé en une arène qui ne présente plus aucune consistance. Les rares blocs de roche compacte qui se rencontrent encore en surface renferment du mésotype en abondance. L'arène elle-même est remplie de zéolites diverses : mésotype, analcime, stilbite, laumontite avec quelques taches de malachite; M. Lacroix y a aussi signalé de la prehnite.

La masse de gabbro est traversée par divers filons : les uns sombres sont des dolérites normales à grain fin, les autres clairs doivent se rapporter, pour M. Lacroix, au type pétrographique qu'il a nommé pegmatitoïdes, c'est-à-dire à des roches qui se sont consolidées en dernier lieu et dont la composition minéralogique et chimique diffère nettement en général

de celle des roches encaissantes. Ici en effet, l'examen en lame mince de cette pegmatitoïde montre à la fois des plagioclases (oligoclases), de l'augite ægyrinique et des groupements comportant du quartz, de l'orthose, de l'ægyrine et de la laneïte. Cette association de deux minéraux incompatibles tels qu'un plagioclase calcique et l'ægyrine s'explique par le fait que la différenciation du magma vers un type plus alcalin (surtout sodique) n'a pas été suffisamment poussée pour éliminer les plagioclases.

De part et d'autre de l'intrusion, les éponges gréseuses, légèrement redressées seulement, ont subi un métamorphisme intense qui se traduit par la présence de deux zones bien distinctes encadrant la roche éruptive ; *a*) Au contact immédiat du gabbro, les grès ont pris une coloration rouge sombre ; au microscope, on observe des feldspaths fortement craquelés et des quartz enrobés dans un verre fortement pigmenté par de l'oxyde de fer très divisé. Il est certain que ce verre provient de la fusion d'une partie importante des éléments constituant le grès originel. *b*) A 2 ou 3 m. du gabbro, par contre, les grès deviennent clairs, gris-bleuâtre ; les quartz et les feldspaths plus nombreux sont noyés au milieu d'un verre, dévitriifié en majeure partie et où s'observent des associations micropegmatitiques de quartz et de feldspath. L'oxyde de fer n'est plus disséminé, mais groupé en gros éléments de magnétite.

Ce sont ces deux éponges de grès métamorphisés qui, ayant résisté à l'érosion, forment saillie au-dessus de la plaine ; l'affleurement de roche éruptive, étant donné son état d'altération, est en général un peu déprimé entre les deux crêtes gréseuses.

Je n'entreprendrai pas la description détaillée de l'Ambohitralikakely, sa constitution est, en effet, identique à celle de l'Ambatomainty. Les zéolites sont ici très abondantes dans le gabbro altéré et j'ai récolté de très beaux cristaux d'analcime. La pegmatitoïde à ægyrine se trouve aussi dans cette intrusion ; mais, en outre, j'ai observé des filonnets de microdiorite quartzifère qui paraissent apparentés aux filons de pegmatitoïde.

Je n'ai pas touché l'Ambohitralikabe, mais son examen à faible distance (de l'Ambohitralikakely) m'a permis de me rendre compte que sa constitution était identique à celle des deux autres intrusions qui viennent d'être décrites.

F. ÉPANCHEMENTS ÉRUPTIFS CRÉTACÉS

HISTORIQUE

Dès 1898, M. E. GAUTIER avait montré l'existence de vastes affleurements de roches éruptives dans le Menabe, le Mahilaka et l'Ambongo (100, 101). La carte géologique donnée par cet auteur dans son Atlas de l'Ambongo (103) mettait en évidence la présence de larges taches de roches éruptives au Sud du Lac Kinkony d'une part, dans le Milanja d'autre part et, enfin, entre le Ranobe au Nord et la Namela au Sud.

Plus tard, et malgré les indications fournies par BARON et MOUNEYRES (3) sur l'extension des formations éruptives sur la rive sud du Manambao et au Sud du Lac Kinkony, COLCANAP ne figurait, sur sa carte géologique du Cercle de Maevatanana (59), que quelques petits affleurements éruptifs disséminés au milieu des plateaux crétacés entre la Betsibokā et l'Andranomavo. M. P. LEMOINE (145), en 1911, dans sa carte générale de Madagascar, figurait une disposition analogue, entre le Cap Saint-André et la Betsiboka, et indiquait un affleurement plus étendu seulement entre le Manambao et le parallèle de Maintirano.

C'est à M. H. Perrier de la Bathie que revient le mérite d'avoir mis le premier en évidence l'importance des formations éruptives recouvrant les grès du Mésocrétacé dans le Bassin de Sitampiky, formations dont l'existence était encore niée par GIRAUD dans son rapport de mission, en 1913 (107). Ces affleurements éruptifs ont été figurés d'une manière à peu près exacte, tant au Nord qu'au Sud du Cap Saint-André par M. PERRIER DE LA BATHIE sur sa carte de la région du Cap Saint-André (87) en 1922. Enfin, quelques rectifications importantes à ces contours entre le Ranobe et le Manambolo furent faites par MM. LÉON BERTRAND et L. JOLEAUD en 1924 (27).

Au point de vue de leur nature pétrographique, ces venues éruptives n'ont guère été étudiées que par M. LACROIX (137, I, p. 100-106, III), qui a examiné la plupart des échantillons récoltés jusqu'à ce jour, en particulier par M. Perrier de la Bathie.

EXTENSION, CONSTITUTION ET AGE DE CES ÉPANCHEMENTS

I. Bassin de Sitampiky.

Des formations éruptives, en majeure partie basaltiques, constituent dans le Bassin de Sitampiky, un vaste plateau, l'Antanimena, qui s'étend sur 100 km. de longueur avec une largeur moyenne de 25 km., entre la Betsiboka et l'Andranomavo (Pl. VI, fig. 9). Vers le Sud, ce plateau est limité par une falaise qui surmonte directement, en général, la falaise des grès supérieurs du Mésocrétacé. Vers le Nord, l'Antanimena s'abaisse progressivement de 200 m. environ à 50 ou 100 m., jusqu'à une région basse, marécageuse, couverte d'étangs, où les relations des formations éruptives avec les dépôts sédimentaires superposés sont généralement impossibles à préciser.

Ces formations éruptives comportent plusieurs alternances, en nombre variable suivant les points, de coulées de basalte compact ou de labradorite sans phénocristaux visibles à l'œil nu et de zones très altérées, ne présentant aucune cohésion et qu'on a souvent considérées comme des tufs.

Les coulées de basalte compact sont généralement épaisses de quelques mètres, elles sont parfois nettement prismées ; j'ai observé, en particulier, une très belle coulée prismée dans le lit de l'Androtsy, au Nord d'Ambondro, sur la rive droite de la Mahavavy. Souvent la roche est latéritisée et les blocs de basalte intacts se trouvent emballés dans une latérite rouge sombre. Ces basaltes semblent présenter une composition minéralogique très uniforme : ils sont généralement peu vitreux, avec une disposition parfois fluidale des microlites et cependant une tendance à la structure intersertale. L'olivine y est abondante et disséminée en très petits éléments. Le seul pyroxène est l'augite, parfois traversé par des microlites de labrador. Il n'y existe que de très petits phénocristaux de labrador. Souvent la coulée inférieure est une labradorite dépourvue d'olivine.

Les zones altérées, verdâtres, intercalées entre ces coulées, me paraissent en majeure partie constituées par des basaltes doléritiques, à éléments plus gros que les précédents et par suite ayant subi un mode d'altération entièrement différent et comparable à celui déjà décrit pour les dolérites à structure ophitique. Les intercalations de tufs, quand il en existe dans ces zones, sont difficiles à distinguer des roches massives altérées : ce sont en effet des cinérites ayant la même constitution minéralogique que les basaltes, décomposées comme eux et ne pouvant guère se caractériser que grâce à leur aspect bréchiforme.

La décomposition en boule peut s'observer dans les blocs de la brèche comme dans la roche massive.

Ces zones sont généralement plus épaisses que les précédentes (20 à 30 m.) et peuvent correspondre, soit à des coulées indépendantes, soit peut-être, comme l'a écrit M. Lacroix (137, I, p. 100) à la partie centrale ou profonde de coulées très épaisses.

Ces alternances de couches de résistance différente à l'érosion contribue à donner au modelé de la région éruptive, un aspect très particulier : les coulées compactes formant des lambeaux tabulaires alors que les zones altérées présentent des formes arrondies et irrégulières.

Les répétitions de ces deux types de roches ne sont jamais nombreuses ; elles ne dépassent pas 3 ou 4 pour l'épaisseur totale de la formation basaltique, mais je ne pense pas qu'il soit possible de les suivre et de les représenter sur une carte car elles m'ont paru manquer de continuité.

Un caractère important de ces basaltes, qu'ils appartiennent à l'une ou l'autre catégorie, est l'abondance des amygdales de calcédoine qui a frappé depuis longtemps les explorateurs de la région. Ces amygdales sont généralement formées par de la calcédonite et de l'opale, leur coloration est très variable, mais ce sont les blanches ou blondes qui dominent ; certaines sont finement zonées. Enfin il n'est pas rare de rencontrer de véritables géodes tapissées de quartz ou d'améthyste.

Outre ces amygdales, mais exclusivement dans les basaltes doléritiques altérés, on rencontre de nombreuses zéolites en amas parfois importants ; ce sont principalement du mésotype, de l'analcime, de la stilbite et de la thomsonite. PRINCE (178), puis BARON et MOUNEYRES (3) en signalèrent un gisement important près de la rivière Bekiady (Falanara de la carte probablement) ; d'après ces deux explorateurs et M. LACROIX (128), on y rencontre en outre de l'heulandite, de la chabasie et de la mélinite.

Enfin il n'est pas rare de rencontrer, dans les mêmes basaltes, des petites masses de cuivre natif associées généralement à du chrysocole et de la cuprite. Les explorateurs précédemment cités et M. PERRIER DE LA BATHIE (167) en ont signalé dans le gisement de la Bediaky et en beaucoup d'autres points énumérés par M. LACROIX (137, II, p. 60) qui a étudié les échantillons recueillis. J'ai observé personnellement que les mouches de cuivre natif étaient fréquentes parfois dans les zéolites et aussi dans les calcédoines vertes (plasma). Il est évident que des gisements aussi disséminés ne sauraient être exploitables.

Il est certain, étant donné d'une part l'existence de tufs et d'autre part l'extension et la régularité des venues basaltiques, que ces dernières sont des épanchements superficiels. Elles présentent un pendage net vers le Nord qui ne dépasse pas 1° et qui est dû, vraisemblablement, à des mouvements orogéniques postérieurs à la phase éruptive.

L'âge de ces coulées basaltiques est bien établi, étant donné leur position entre des formations sédimentaires assez bien datées : au-dessous se trouvent les grès supérieurs cénomaniens et au-dessus un complexe de grès à Reptiles et de marnes d'âge, turonien ou sénonien. Il est donc certain que les épanchements de laves datent de la fin du Céno-manien ou, plus vraisemblablement, du Turonien.

L'ancienne extension vers le Sud de ces coulées ne peut pas être précisée. Ainsi que je le montrerai, aucun argument ne permet d'affirmer que les lambeaux de couverture basaltique qui existent aussi bien à la surface des causses jurassiques que sur les plateaux de grès

crétacés sont des témoins de la nappe basaltique du Turonien. L'existence de venues tabulaires de basalte, intercalées dans les grès inférieurs (Barrémien-Aptien) entre Mahabe et Soromaray et entre Soromaray et Komievtsy (p. 206), doit faire admettre que ces divers lambeaux sont des intrusions ou appartiennent à des coulées plus anciennes.

Vers l'Ouest, les affleurements éruptifs ne dépassent pas l'Andranomavo ; j'ai pu constater entre Anlanimavo et la Bekotrobaka, qu'ils sont recouverts par des sables et des graviers que je considère comme pliocènes. Il est possible, par suite, que quelques lambeaux non reconnus encore affleurent sur la rive gauche de l'Andranomavo. Vers l'Est, dans la région de Beseva, la largeur des plateaux basaltiques diminue beaucoup ; ils sont de plus profondément entamés par diverses vallées qui laissent voir leur substratum gréseux (Beseva). La Betsiboka ne traverse plus qu'une bande étroite de basaltes qui ont été signalés pour la première fois à Maroala par BARON (1).

II. Aire d'ennoyage de Maintirano.

Depuis le Manambolo jusqu'au Sambao, les grès du Mésocrétacé sont recouverts, vers l'Ouest, par un important complexe volcanique qui constitue un long plateau présentant un aspect identique à l'Antanimena.

Très étroit au Sud, le long du Manambolo (2 km.) ce plateau s'élargit considérablement vers le Nord et atteint 30 km. environ de largeur à l'Est de Demoka, puis il se rétrécit à nouveau jusqu'à la Manangoza où il disparaît sous des formations arénacées plus récentes. Il est possible que des affleurements éruptifs réapparaissent au Nord du Sambao, dans le Milanja, mais le temps m'a manqué pour explorer cette région.

Comme l'Antanimena, ce plateau est limité à l'Est par une falaise qui surmonte généralement une autre falaise de grès supérieurs cénomaniens. A partir de ce rebord oriental, où se trouvent les points culminants (375 m. au Mont Bepea), la surface du plateau s'abaisse vers l'Ouest et les formations éruptives disparaissent sous des dépôts plus récents, d'âge variable d'ailleurs suivant les régions. Il y a lieu toutefois de faire remarquer qu'entre la Demoka et le Manambao, les formations éruptives s'appuient au contraire vers l'Ouest sur les grès crétacés signalés précédemment (p. 156) et dans lesquels s'ouvre l'anticlinal d'Andrafiavelo.

La constitution de ces affleurements, sauf dans deux régions (celle de Belaboara sur le Manambao et celle d'Antseidoha et d'Ampandra sur le Ranobe), présente à peu près la même uniformité que celle des coulées basaltiques du Bassin de Sitampiky. Entre le Manambolo et le Manambao, on observe plusieurs répétitions (2 dans le Sud et 3 à l'Ouest d'Antsalova) de coulées de basalte compact et de zones très altérées considérées par M. Léon BERTRAND et L. JOLEAUD comme des tufs (31).

Les coulées de basalte compact présentent les mêmes caractères que celles déjà décrites dans l'Antanimena (p. 240) ; elles sont parfois prismées (vallée de la Beboka à l'Ouest d'Andimaka) et partiellement latéritisées. J'ai observé toutefois en plusieurs points à la base de ces formations, notamment à Ambalaka (10 km. au SW d'Ambakaka et de l'Ambohipitsaka), à Betanatana (près des sources de la Marofilahy) et à l'Ouest d'Ankotrakotraka (près Beta-boara), des affleurements d'une coulée de labradorite à grands phénocristaux de labrador¹.

¹. Un échantillon ayant été égaré en cours de route, il ne m'a pas été possible d'étudier cette roche en lame mince.

Les zones de roche altérée intercalées entre ces coulées me paraissent correspondre, au moins en partie, comme celles décrites dans l'Antanimena, à des coulées entièrement altérées de basalte doléritique à gros éléments. En plusieurs points cependant, j'ai observé des tufs stratifiés indiscutables, mais le plus souvent l'état d'altération des roches est tel qu'un diagnostic sûr est impossible, à moins qu'un aspect bréchiforme ne soit visible.

Les amygdales de calcédoine sont très abondantes dans toutes ces formations, depuis le Manambolo jusqu'à la Manangoza. Les zéolites s'observent également dans les zones altérées, mais je n'ai pas rencontré de gisements aussi riches que celui de Bekiady. Enfin, des mouches de malachite ont été signalées dans des tufs (?) par M. DUMAS (89) entre Antanandava et Ampandra (NW de Maintirano).

La présence de niveaux de tufs et surtout, comme je l'indiquerai plus loin, la présence de tufs et de brèches à éléments éruptifs à la base de la couverture sédimentaire, suffit à démontrer d'une manière indiscutable que l'on est en présence d'épanchements superficiels et non de venues intrusives.

L'âge de ce complexe éruptif est aussi bien établi, sinon mieux, que celui des coulées de l'Antanimena; en effet, les formations sédimentaires qui supportent les plus anciennes coulées sont cénomaniennes et les dépôts transgressifs les plus récents sur les basaltes sont Sénoniens (p. 173). Ici encore la phase éruptive est très probablement turonienne.

Centres volcaniques de l'Ambohibe W et de l'Antseidoha.

Dans la basse vallée du Manambao et dans celle du Ranobe, sur le prolongement approximatif de l'anticlinal d'Andrafiavelo, s'observent deux centres éruptifs, mi-acides, mi-basiques, qui se différencient nettement du complexe basaltique environnant par la nature de leurs formations.

1° Centre éruptif de l'Ambohibe W.

J'ai indiqué précédemment (p. 153) la présence dans la vallée du Manambao, d'une région basse, marneuse, portant les villages de Namoasy, Betaboara et Ankotrakotraka et que j'ai considérée, sans preuves absolues d'ailleurs, comme un troisième dôme de marnes à *Duvalia* jalonnant, vers le Nord, le prolongement de l'anticlinal d'Andrafiavelo.

Cette région marneuse est bordée directement à l'Est et au Nord par le complexe basaltique crétacé, au Sud par des grès albiens-cénomaniens, à l'Ouest par une falaise de grès que j'ai été conduit à rapporter aux dépôts postérieurs à la phase éruptive turonienne. Les marnes sont recouvertes, sur la plus grande partie de leur affleurement, par des formations éruptives régulièrement stratifiées et constituant, par suite de l'érosion qui les a fortement entamées, plusieurs collines dont la plus remarquable est l'Ambohibe W.; d'autres ayant la même constitution se dressent encore sur la rive droite du Manambao, près d'Ambalatana et sur la rive gauche, au Nord de l'Ambohibe, à l'Est de Betaboara.

Toutes ces collines présentent la même structure : elles sont formées par des alternances de tufs riches en concrétions d'opale et de calcédoine (plasma), de pechsteins clairs ou noirs, rubanés ou feuilletés et de basaltes doléritiques plus ou moins altérés. Certains de ces éléments avaient été d'ailleurs signalés déjà par M. LACROIX (137, I, p. 106; III, p. 4). La coupe ci-contre (fig. 33) de l'Ambohibe donne un bon exemple de cette structure; à la base affleurent des marnes et des grès dans lesquels se rencontrent des intrusions doléritiques. Des intrusions analogues affleurent en deux petits monticules isolés du Nord d'Ankotrakotraka. La plaine qui sépare ces collines est souvent recouverte d'alluvions dans les-

quelles se rencontrent des bois silicifiés du Trias; c'est probablement l'un d'eux, appartenant à une ancienne terrasse, que M. DUMAS (89) a signalé sur les flancs de l'Ambohibe.

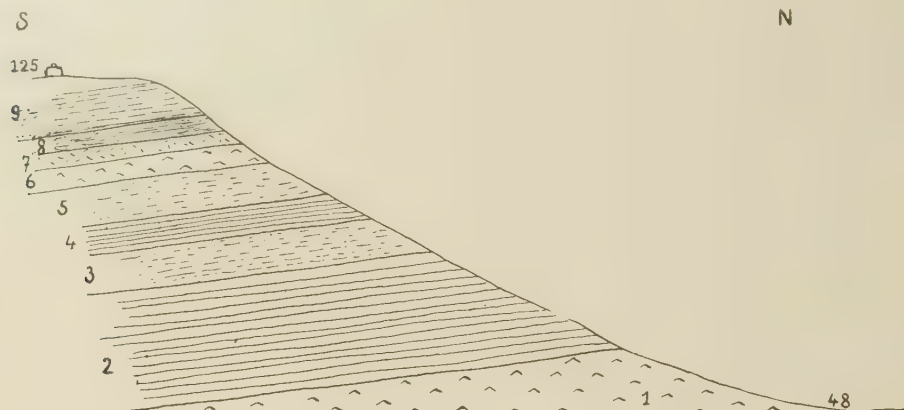


Fig. 33. — Ambohibe W.

1. Dolérite altérée. — 2. Marnes et grès. — 3. Tufs rougeâtres. — 4. Marnes blanches. — 5. Tufs blancs.
6. Dolérite. — 7. Tufs rosés. — 8. Perhsteins noirs feuilletés. — 9. Tufs rubanés clairs.

La constitution de cette région éruptive m'a conduit à y voir les vestiges d'anciens édifices volcaniques, dans lesquels les émissions acides auraient alterné avec les émissions basiques et dont les centres d'émission pourront peut-être un jour être déterminés par la considération des pendages du complexe éruptif stratifié.

2° Centre éruptif des Monts Antseidoha.

Dans la vallée du Ranobe, au NNE du centre éruptif de l'Ambohibe W, entre le village d'Antseidoha et Ampandra, existe un complexe éruptif qui présente de grandes analogies avec le précédent. Ce sont MM. LÉON BERTRAND et L. JOLEAUD (31) qui ont, les premiers, signalé l'abondance de cinérites et de tufs avec intercalations marneuses dans cette région et l'absence presque complète de coulées basaltiques.

En fait, c'est une zone d'anciens édifices volcaniques, enclavée dans les affleurements basaltiques qui constituent le plateau de Fekobay et que l'on retrouve à Andranoboka avec les caractères décrits plus hauts. Les deux monts jumeaux, l'Antseidohavavy au Nord et l'Antseidohalahy au Sud, qui se dressent à près de 300 m. au-dessus du Ranobe, sur la rive gauche, présentent un intérêt exceptionnel du fait qu'ils sont recouverts par deux petits lambeaux d'une ancienne coulée rhyolitique prismée. La roche qui forme cette coulée présente l'aspect d'un trachyte, mais elle a été étudiée et analysée par M. LACROIX (137, III, p. 10 et 213) qui la classe dans les rhyolitoïdes. Au-dessous, les flancs des deux collines ne présentent plus de coulées nettes, mais seulement des alternances de tufs avec calcédoine et d'intrusions irrégulières de basaltes doléritiques. A la base se trouve une coulée de basalte compact, à verre abondant, à microlites de labrador extrêmement petits, à phénocristaux de labrador rares et à cristaux automorphes d'olivine entièrement transformés en calcite secondaire.

L'ensemble de ces formations n'est séparé du substratum triasique que par un niveau peu épais de grès ferrugineux probablement crétacés. Il me paraît certain que ces affleurements éruptifs, comme ceux du centre de l'Ambohibe, sont les restes d'anciens volcans dont les émissions ont été alternativement acides et basiques.

L'âge de ces deux centres volcaniques est certainement crétacé, mais il est assez délicat de préciser s'ils sont contemporains des grandes coulées basaltiques ou bien antérieurs ou postérieurs à celles-ci. La disposition que j'ai observée et décrite en ce qui concerne l'Ambohibe ne permet pas d'envisager un âge plus récent, car les marnes du substratum sont également subordonnées aux basaltes voisins. Par contre, les deux autres solutions sont admissibles; il est même possible qu'on se trouve en présence de formations éruptives post-néocomiennes et anté-albiennes dont j'ai déjà indiqué l'existence (p. 155). Dans ce cas, les grès que j'ai figurés comme post-turonien sur la carte, à l'Ouest de l'Ambohibe, pourraient être considérés comme albiens, ainsi que je l'avais pensé d'abord. Seule une étude très détaillée des contacts sur le pourtour de ces centres volcaniques permettra de les dater avec précision.

Je crois encore utile de signaler ici l'existence de rhyolites, formant probablement un dyke et observés par M. DUMAS (89) entre Antanandava et Ampandra (NW de Maintirano), dans des tufs basaltiques.

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS

Ces descriptions des deux vastes plateaux basaltiques qui s'étendent entre les affleurements du Mésocrétacé et la mer, de part et d'autre du Cap Saint-André, montrent que leur aspect et leur constitution sont identiques; tous deux sont formés d'alternances de coulées basaltiques (ou parfois labradoritiques) diversement altérées et de tufs, qui donnent au modelé un aspect labulaire avec sortes de terrasses étagées très caractéristiques. Ces épanchements datent du Turonien; ils sont probablement issus de nombreux dykes tels que ceux qui sont visibles dans les formations crétacées ou jurassiques qui leur servent de substratum. L'absence d'édifices volcaniques est remarquable, ainsi que l'importance relativement faible des tufs; ces deux faits sont certainement en relation avec le type d'éruption.

Enfin, les deux centres volcaniques de l'Ambohibe W et des monts Antseidoha sont certainement des vestiges d'édifices volcaniques un peu plus anciens que les épanchements basaltiques ou contemporains.

EXTENSION A MADAGASCAR

Des épanchements basaltiques semblables aux précédents se rencontrent fréquemment dans la série sédimentaire de la côte occidentale de Madagascar.

Au Nord de la Betsiboka, les basaltes de l'Antanimena se prolongent seulement par un affleurement peu étendu. Quelques lambeaux ont été aussi signalés plus au Nord sur l'Ankarafansika, entre la Betsiboka et la Sofia; ainsi que l'indique M. LACROIX (137, I, p. 99), ils sont bien datés, étant recouverts par des grès à Dinosauriens du Sénonien inférieur et reposant sur des argiles à Dinosauriens du Jurassique.

Au Nord de la Sofia, les coulées basaltiques constituent un grand affleurement qui s'étend jusqu'au Sud d'Analalava et qui se prolonge au Nord de la Loza et jusqu'à l'extrémité de la Presqu'île Radama. De part et d'autre de la Loza, ces formations éruptives surmontent tantôt les grès albiens-cénomaniens, tantôt, mais plus rarement, les marnes

néocomiennes. M. P. LEMOINE, qui les a décrites le premier (140), ne leur assigne pas d'âge; il me paraît certain, par raison de continuité et étant donné les caractères indiqués par M. LACROIX (137, I, p. 98), en particulier l'abondance des géodes et des amygdales de quartz et de calcédoine, que ce sont encore des témoins des grands épanchements basaltiques du sommet du Mésocrétacé.

Au Sud du Manambolo, les affleurements basaltiques sont très réduits et disparaissent même complètement. Puis ils reparaissent au Sud de la Tsiribihina, à l'Est d'Antsoa, où Giraud a observé une importante coulée basaltique superposée à des grès probablement albiens ou cénomaniens. Les lambeaux de coulées crétacées semblent rares entre ce dernier et le Mangoky: par contre, au Sud du Mangoky, ils sont plus nombreux et caractérisés, d'après M. LACROIX (137, I, p. 107), par l'abondance des concrétions siliceuses et la présence de mouches de cuivre natif. M. Piveteau, qui a eu l'occasion d'examiner un de ces lambeaux avoisinants l'Onilahy, m'a confirmé son âge turonien ou cénomanien. Quelques petits affleurements labradoritiques ont encore été observés au Sud de l'Onilahy.

COMPARAISON AVEC DES FORMATIONS ANALOGUES DES CONTINENTS VOISINS

L'analogie des formations basaltiques crétacées de Madagascar avec les « Dekkan Traps » de l'Inde est frappante. Les descriptions et les vues qui ont été données des « Dekkan Traps » concordent rigoureusement avec l'aspect des plateaux basaltiques étudiés plus haut. L'âge des deux complexes éruptifs est aussi le même: les « Dekkan Traps » inférieurs reposent sur le Crétacé moyen et dans le premier niveau des Intertrapeans Beds on a recueilli *Physa Prinsepi*, qui se trouve d'autre part dans le Sénonien du Béloutchistan avec des fossiles d'âge indiscutable. La seule différence entre les éruptions de Madagascar et celles de l'Inde réside dans le fait que la phase de volcanisme a été unique dans la Grande Ile, alors que d'autres manifestations lui ont succédé jusque dans le Tertiaire au Dekkan.

Les grands épanchements éruptifs du Sud de l'Arabie et de l'Abyssinie ont aussi les plus grandes analogies avec les formations basaltiques crétacées de Madagascar, aussi bien au point de vue des conditions de mise en place que de l'âge.

Le caractère distinctif des coulées de Madagascar est seulement l'absence presque totale de rhyolites, alors que ces roches, quoi que moins abondantes que les basaltes, labradorites et andésites, existent aussi bien dans l'Inde que dans l'Arabie méridionale.

Les formations éruptives de Stormberg dans l'Afrique Australe ne sont pas sans manquer de ressemblance avec les épanchements crétacés de Madagascar, mais leur âge plus ancien est démontré par le fait que les rhyolites qui couronnent la série volcanique africaine dans le Lebombo s'envoient vers l'Est sous les couches de la série de l'Uitenhage. Cette divergence entre l'Afrique et Madagascar, divergence sur laquelle j'ai déjà insisté (p. 203), est remarquable.

METAMORPHISME

M. A. LACROIX (137, III, p. 664), dans son étude sur le métamorphisme dû aux roches intrusives post-liasiques, ne cite que deux exemples de contact de gabbros sur des grès du Fonjay, qui lui ont été remis par M. Perrier de la Bathie. Giraud ne paraît pas avoir

remarqué l'importance du métamorphisme de contact exercé par le massif du Fonjay, qu'il a cependant décrit avec quelque détail.

Les exemples de métamorphisme de contact sont très nombreux dans la région médiane du pays sakalave, mais c'est seulement en bordure des gros massifs intrusifs tels que le Fonjay et l'Antatika que l'on observe une auréole importante de roches sédimentaires métamorphisées. Les filons et les sills qui se détachent de ces gros massifs produisent encore des actions de contact bien marquées. Il en est de même des nombreux laccolites et masses intrusives irrégulières, ainsi que des gros dykes. Par contre, la plupart des sills et des coulées, ainsi que les petits filons, n'ont eu qu'une action faible ou nulle.

CONTACT DES GABBROS ET DES DOLÉRITES

C'est dans les auréoles de métamorphisme de l'Antatika et du Fonjay, déjà signalées antérieurement (p. 209 et suiv.), que j'ai observé les modifications les plus nettes de la série sédimentaire; toutefois, les roches constituant cette série étant peu variées, il en est de même des types métamorphiques que j'ai recueillis.

Contact des grès et des psammites.

J'ai observé de nombreux contacts de dolérites avec des grès fins, parfois psammitiques, du Permo-Trias, dans la vallée de la Besampia: le grès présente des quartz désagrégés et fondus sur les bords, englobés par une auréole quartzitique qui s'est produite par recristallisation; les feldspaths, probablement secondaires, sont également craquelés et partiellement fondus; en certains points le fond présente par recristallisation une structure micropegmatique; quelques pyroxènes ouralitisés se rencontrent çà et là. Les enclaves dans les filons doléritiques présentent généralement les mêmes caractéristiques.

Ce type de grès métamorphique est le plus fréquent et je l'ai rencontré en de nombreux points du pourtour de l'Antatika et du Fonjay. Parfois, cependant, les éléments colorés, sont plus nombreux: augite, hyperstène, biotite, épidote. Dans le lit de l'Ankolitrazo, sur le flanc ouest de l'Antatika, j'ai recueilli des fragments de grandes enclaves de quartzites dans une intrusion doléritique (Pl. IV, fig. 7): les feldspaths présentent la structure en cassette décrite et figurée par M. Lacroix (Les enclaves des roches volcaniques, fig. 1, pl. II) comme fusion et démolition rectangulaire; on observe en outre ici quelques éléments d'épidote manganésifère et d'augite (Pl. X, fig. 12).

Enfin, au contact d'un dyke très altéré, mais probablement latéritique, j'ai récolté, sur le flanc sud de l'Antatika, un grès métamorphique à biotite chloritisée, où les quartz possèdent des excroissances filiformes formant une sorte d'auréole dont l'orientation optique est la même que celle du noyau (Pl. X, fig. 10).

Contact des schistes.

Sur le pourtour de l'Antatika et du Fonjay, les schistes permo-triasiques sont transformés en cornéennes rubanées, avec zones gris-verdâtre et zones gris sombre. En lame mince, ces roches ne présentent pas de caractères intéressants; au surplus, leur texture très fine rend très délicate la détermination des éléments qui les composent: quartz, mica, un peu de feldspath et probablement de petites aiguilles de sillimanite.

Contact des grès tendres du Trias.

C'est en bordure de la grosse intrusion de gabbro d'Ambatomainty et sur le pourtour d'un laccolite analogue situé au Sud de Belitsaka, sur la piste de Morafenobe à Mijada, que j'ai observé les exemples les plus typiques de métamorphisme de contact dans les grès de Morafenobe.

Dans les deux cas, la roche éruptive est entourée d'une auréole, épaisse de quelques mètres, de grès métamorphisé présentant les caractères suivants : les quartz ont subi une fusion partielle; les feldspaths, en majeure partie d'origine secondaire, ont également subi une refusion mais de plus ils sont craquelés (Pl. X, fig. 11). Dans la zone externe gris clair de l'auréole d'Ambatomainty, le verre provenant de cette fusion s'est dévitrifié en donnant naissance à des plages à structure micropegmatitique; dans la zone interne qui est fortement pigmentée et colorée par suite en rouge sombre, le fond est demeuré vitreux. Au Sud de Belitsaka, la fusion semble avoir été moins importante et le verre s'est recristallisé.

Contact des schistes charbonneux.

Je n'ai pas pu observer d'exemples de cokéification comparable à celle signalée par Giraud dans la région d'Ankaramy, bien que j'aie étudié en détail les carottes du sondage de Masiakampy qui a traversé des schistes charbonneux permo-triasiques injectés par de nombreuses intrusions de dolérite. Par contre, j'ai remarqué la présence de gouttelettes d'hydrocarbures liquides dans des géodes tapissées de calcite incluses dans la roche éruptive; il me paraît probable que l'origine de ces hydrocarbures est la distillation des charbons et peut-être aussi des schistes ou des grès bitumineux, par le magma, avant sa consolidation: les bulles d'hydrocarbures gazeux qui se sont trouvées emprisonnées dans la roche éruptive ont donné naissance à une petite quantité de liquide et la cavité ainsi produite s'est remplie ultérieurement de calcite secondaire (9).

Contact des calcaires et des marnes.

J'ai pu étudier les modifications apportées aux calcaires par le contact d'une dolérite à l'Antsingikely, au Nord d'Anjiabe (Nord d'Antsalova). Là, aussi bien pour les marnes que pour les calcaires, le métamorphisme paraît avoir eu principalement pour résultat le déplacement de la calcite et son remplacement par de l'opale; certains bancs de calcaires glauconieux kimeridgiens présentant des fossiles sont ainsi transformés en une roche entièrement siliceuse. Des phénomènes analogues existent à l'Ambohibetratra.

ACTIONS MÉTAMORPHIQUES DES MICROGRANITES ET DES RHYOLITES

Contrairement à ce que l'on pourrait attendre, je n'ai rencontré que des exemples peu accentués de métamorphisme dû à des venues éruptives acides. Il est vrai qu'en aucun point les granites ne se rencontrent au contact direct des roches sédimentaires. Ce sont seulement les microgranites (Kojiamatako, Tsimitaratra, Besongomby) et les rhyolites en dykes, sills ou coulées qui viennent en contact avec les sédiments. Les calcaires du socle de l'Ambohipitsaka sont durcis, recristallisés, mais ne présentent pas de minéraux de métamorphisme. Il en est de même des grès et des marnes du Trias qui supportent le Tsimitaratra et les

lambeaux tabulaires rhyolitiques de la vallée du Ranobe. Au contact des gros dykes de rhyolite, tels que l'Antetezambato W, les grès de Morafenobe sont durcis par un début de quartzification.

Je n'ai observé aucun métamorphisme appréciable au contact de l'Ambohinihalo; toutefois les grès bajociens qui supportent le trachyte à riébeckite recouvrant les causses, à l'Ouest de Malenola, sont parfois transformés au contact de la roche éruptive en un quartzite très dur.

C'est seulement dans la vallée de l'Antahotakana, à l'Est de l'Antatika, que j'ai observé une série fortement métamorphisée par des trachytes ou des rhyolites. Les schistes permotriasiens sont transformés en cornéennes et les grès en quartzites; mais d'autre part l'intrusion de trachyte quartzifère qui a provoqué ce métamorphisme présente un aspect rubané et une constitution qui semblent dus à une digestion lit par lit de la roche sédimentaire encaissante.

CONCLUSIONS

STRATIGRAPHIE ET PALÉONTOLOGIE

Je ne reprendrai pas ici le résumé des observations stratigraphiques qui ont été exposées au cours de ce travail; je ne pourrais, en effet que répéter les conclusions qui terminent chaque chapitre de la deuxième partie. Je me contenterai donc de rappeler succinctement les faits nouveaux essentiels que j'ai pu mettre en évidence.

1. Permien.

Il ne m'a pas été possible de démontrer l'existence de Permien dans la zone médiane du Pays sakalave; cependant l'association de *Tæniopteris*, *Schizoneura* et probablement *Gangamopteris* dans les schistes noirs à charbon qui affleurent sur le pourtour du Fonjay permet de voir, dans ces niveaux, l'équivalent de la base de la série de Beaufort du Karoo, c'est-à-dire le Permien supérieur.

2. Trias.

Les grès de Morafenobe ont été attribués en totalité au Trias par MM. Léon Bertrand et L. Joleaud qui ont signalé la présence de *Mytilus psilonoti* et de *Myophoria vulgaris* au sommet de cette formation. Je n'ai trouvé personnellement aucun argument qui confirme ou infirme cette manière de voir. D'autre part, il me paraît indiscutable que les grès de Morafenobe sont fluvio-marins, malgré l'analogie qu'ils présentent avec les dépôts arénacés à bois silicifiés du même âge qui se rencontrent sur la côte orientale d'Afrique et auxquels on a attribué souvent une origine continentale.

3. Lias.

C'est seulement au Nord du seuil du Cap Saint-André que le Lias affleure d'une manière indiscutable. Il est représenté par des marnes et des calcaires à *Bouleiceras* correspondant probablement au Toarcien et qui s'étendent sur toute la longueur du Bassin de Sitampiky jusqu'au voisinage du Cap Saint-André. En dehors de Madagascar un faciès et une faune liasiques comparables ne se rencontrent, semble-t-il, que dans le Béloutschistan.

Je pense qu'il faut rapporter au Bajocien les dolomies, souvent considérées comme liasiques, qui supportent les calcaires du Bemaraha.

4. Bajocien et Bathonien.

Je n'ai pu établir que d'une manière approchée les limites du Bajocien et du Bathonien, aussi ai-je réuni ces deux étages sur la carte géologique ci-jointe. Tandis que cet ensemble est constitué en totalité par des calcaires récifaux ou subrécifaux dans l'aire d'ennoyage de Maintirano, on peut observer que ce faciès fait place progressivement à des calcaires en plaquettes plus marneux, puis à des alternances de grès et de calcaires marneux lorsqu'on se déplace du Cap Saint-André vers la Betsiboka, dans le Bassin de Sitampiky. Toutefois la

base du Bajocien est partout constituée, dans cette dernière région, par des grès à ossements de Reptiles (fig. 34).

5. Callovien.

J'ai pu montrer l'existence de deux zones bien définies dans le Callovien du Bassin de Sitampiky. La zone inférieure à *Macrocephalites macrocephalus* m'a fourni une faune d'une richesse incomparable avec de nombreuses espèces nouvelles pour Madagascar qui accentuent ses analogies avec la faune du Callovien de Cutch. La zone supérieure à *Hectioceras* est l'équivalent de celle à *Reineckeia anceps* de Cutch. La présence d'un *Cardioceras* dans ces formations devra faire reviser les idées actuelles sur la répartition exclusivement boréale de ce genre.

J'ai montré, d'autre part, l'existence d'un niveau callovien à *Peltoceras arduennense* et *Pholadomya Murchisoni* le long de la lisière occidentale de l'Antsingy, au Sud du Cap Saint-André.

6. Jurassique supérieur.

L'Oxfordien manque ou n'est représenté que par des couches azoïques dans la région étudiée, sauf aux abords d'Ankirihiotra où il est représenté par des marnes à *Peltoceras athleta*. Le Kimeridgien, par contre, est très fossilifère au Sud du seuil du Cap Saint-André; il est constitué par des calcaires glauconieux dont la faune rappelle beaucoup celle des Katrol Sandstones de Cutch. Cet étage est surmonté par des calcaires marneux riches en *Virgatosphinctes* et probablement portlandiens.

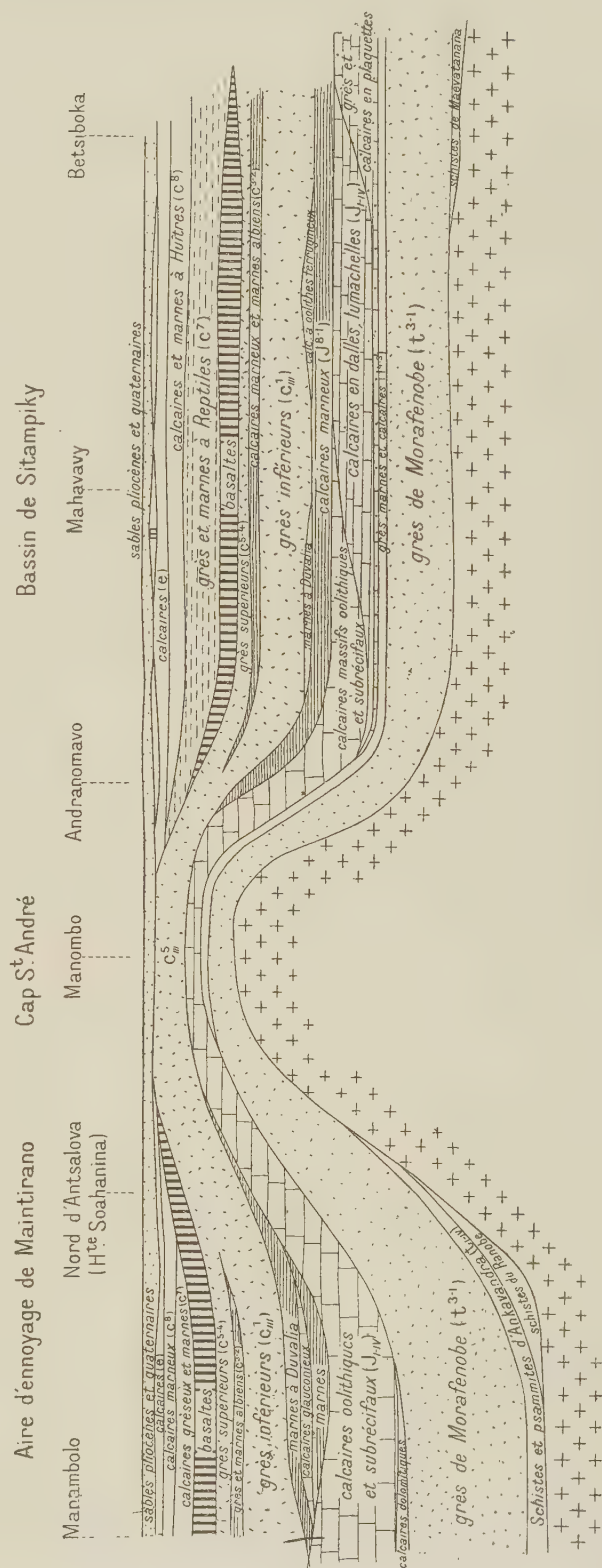


Fig. 34. — Schéma des faciès dans les aires d'envoyage de Sitampiky et de Maintirano (les notations sont celles de la carte).

Dans le Bassin de Sitampiky, par contre, les termes les plus élevés du Jurassique paraissent seuls exister : ce sont des marnes blanches et des calcaires crayeux à faune lithonique.

7. Crétacé inférieur et moyen.

Le Néocomien est représenté, dans l'aire d'ennoyage de Sitampiky, par des marnes grises à *Duvalia polygonalis* et *D. dilatata* reposant parfois directement sur le Bathonien. Au Nord du seuil du Cap Saint-André, je n'ai observé une formation semblable que près de Soromaray, dans une fenêtre d'érosion des grès crétacés. Il me paraît toutefois indiscutable que la base de ces grès est parfois aussi néocomienne puisqu'on y trouve, dans la vallée de l'Ankarano, une intercalation de calcaires oolithiques ferrugineux à *Neocomites neocomiensis*.

La découverte d'une faune aptienne aux environs d'Ambarimadinga m'a permis de dater d'une manière assez précise ces grès inférieurs. Les grès supérieurs du même complexe sont probablement cénomaniens, étant donné l'âge albien des calcaires marneux fossilifères intercalés entre les deux séries arénacées.

La même disposition s'observe dans l'aire d'ennoyage de Maintirano, mais ici le niveau fossilifère moyen présente quelques affinités cénomaniennes.

8. Crétacé supérieur.

De part et d'autre du Cap Saint-André, d'importants épanchements basaltiques comparables aux Dekkan Traps et de même âge approximativement (Turonien) surmontent le complexe grés-marneux mésocrétacé. Les formations transgressives sur ces basaltes, dans le Bassin de Sitampiky, sont des grès à Reptiles et des marnes qui ont été généralement rapportées au Turonien. L'âge aturien et même probablement maëstrichtien des calcaires marneux qui surmontent ces grès m'a conduit à attribuer à ces derniers un âge sénonien inférieur.

J'ai montré l'existence du Sénonien fossilifère au-dessus des basaltes, au Nord du Manambolo, et j'ai pu y distinguer trois niveaux dont les deux inférieurs ont une faune à affinités santoniennes et campaniennes voisine de celles de l'Afrique australe, tandis que le sommet est maëstrichtien.

9. Tertiaire.

Ma contribution a été très* faible en ce qui concerne nos connaissances sur le Tertiaire de la région du Cap Saint-André. J'ai indiqué toutefois l'existence d'affleurements calcaires probablement éocènes, mais non fossilifères, qui apparaissent çà et là en lambeaux le long de la côte entre l'embouchure du Manambolo et le Cap Saint-André. Dans le Bassin de Sitampiky, j'ai observé des calcaires gréseux éocènes à Alvéolines, transgressifs sur le Sénonien.

10. Quaternaire.

J'ai signalé les principales formations quaternaires marines ou continentales que j'ai rencontrées au cours de mes explorations ; il semble en résulter, au moins au Sud du Cap Saint-André, l'existence de terrasses bien définies vers 70 et 20 m., mais une étude détaillée de ces formations serait nécessaire pour préciser et étendre ces résultats.

PHÉNOMÈNES ÉRUPTIFS

Mode de gisement des roches éruptives.

Les divers gisements de roches éruptives qui ont été décrits se rapportent à deux types principaux bien définis.

1° *Des intrusions dans le Permo-Trias et dans tous les niveaux plus récents jusqu'au Crétacé moyen inclus* (dykes et sills doléritiques et rhyolitiques, laccolites microgranitiques du Kojiamatako, du Tsimitaratra, etc., laccolites ou batholites de gabbro de l'Antatika et du Fonjay).

2° *Des épanchements recouvrant le Crétacé moyen* (Albien-Cénomaniens) et surmontés parfois par le Sénomien (Antanimena, Ambongo sud, plateaux basaltiques du Menabe).

En dehors de ces venues éruptives à mode de gisement bien défini, il existe quelques affleurements dont l'origine profonde ou superficielle est difficile à préciser. Tels sont les lambeaux tabulaires rhyolitiques couronnant les grès du Trias dans le bassin du Ranobe, le plateau de Sarotsavoaka, les larges affleurements de basalte doléritique qui recouvrent certaines régions de l'Ikavo et enfin les intercalations de basalte latéritisé dans les grès du Crétacé moyen de la région ouest de Sitampiky.

Un autre point d'interprétation délicate est l'analogie remarquable qui existe entre des massifs indiscutablement intrusifs comme l'Antatika et le Fonjay, d'une part, et l'Ambohitrosy, d'autre part, qui passe latéralement à des coulées non discutables et ne saurait par suite être considéré comme une intrusion. La manière la plus rationnelle d'expliquer cette similitude entre des massifs profonds et des massifs superficiels est d'admettre que les laccolites ou batholites peuvent crever leur couverture sédimentaire et jouer dès lors le rôle de centres d'émission de laves, au même titre qu'un volcan ou qu'un filon. L'Ambohitrosy se rapporterait à ce type. Il est d'ailleurs possible que l'Antatika et le Fonjay aient présenté une disposition analogue avant que l'érosion ne les ait isolés et n'ait mis à nu leur structure profonde.

Nature des venues éruptives.

Une assez grande variété existe dans les roches éruptives post-paléozoïques de la région du Cap Saint-André, néanmoins elles peuvent se rapporter à un nombre restreint de types principaux.

A. Roches alcalines à quartz libre.

1° *Des microgranites normaux* (je n'ai trouvé le type grenu correspondant qu'en filon dans le lit de la Kiranomena, dans le Fonjay) à teneur à peu près égale en potasse et en soude ou même à prédominance de potasse (Ambohipitsaka, Kojiamatako, Ambereny, Tsimitaratra et Besongomby).

2° *Des rhyolites franches* à quartz libre abondant, équivalents microlitiques des microgranites précédents et formant de nombreux affleurements dans le bassin du Ranobe (Mahanitsy, Masiakampy, Andreforefo, Ambohitraindraina, Ambohimirahavavy, etc.).

Ces roches passent parfois à des types pauvres en quartz et même à des rhyolitoïdes

(Antseidoha) qu'il est difficile, sans analyse, de distinguer des trachytes (région d'Ampoza). Enfin les pechsteins ne sont pas rares (Ambohibe W, abords ouest et nord de Morafenobe, Ouest du Besongomby, etc.).

Toutes ces roches se rencontrent presque exclusivement dans les bassins du Ranobe et du Manambao et semblent caractériser un centre d'émissions peu sodiques; seule une micronordmarkite signalée par M. Lacroix au Nord de Bedrietsy (SE de l'Antatika) contient un peu plus de soude que de potasse.

Un autre groupe d'affleurements de roches alcalines à quartz libre existe plus au Nord, présentant les mêmes types de structure que le groupe précédent, mais avec une teneur en soude supérieure à la teneur en potasse. Ce sont :

- 1° Des *granites, syénites et monzonites à ægyrine, laneïte et riébeckite* (Ambohitrosy).
- 2° Des *microgranites à laneïte* (Ankiboboraka, Ambatomirahavavy) et à *riébeckite*, passant à des types pauvres en quartz (Ambohinihalo) et à des trachytes (Ouest de Malenola).
- 3° Des *rhyolites* généralement pauvres en quartz libre et des *rhyolitoïdes* (Sarotsavoaka, Ambohibeoro, Belatsaka, Nord de la Sahondra, etc.), passant à des trachytes difficiles à distinguer de ces derniers (Andolôsary, Ouest du Betandroka).

Tous les termes de passage existent entre ces différents types et leur dénomination peut souvent prêter à discussion.

Le trachyte quartzique provenant du Sud de Bekodia (vallée de la Mahavavy) et que M. Lacroix a décrit, appartient probablement à ce même groupe, malgré une légère prédominance de la potasse sur la soude (M. Lacroix pense, en effet, que des pyroxènes sodiques ont pu avoir été détruits par altération). Il ne m'a pas été possible d'aller rechercher ce gisement. Je n'ai pas retrouvé non plus la dacite à cordiérite citée par M. Lacroix du Sud du Manombo, sa position n'étant pas indiquée d'une manière assez précise.

Ce centre d'éruptions sodiques présente beaucoup d'analogie avec celui d'Ampasindava, mais il ne semble pas exister ici de roches à néphéline.

B. Roches alcalino-terreuses sans quartz libre.

Parmi les roches pauvres en silice, l'uniformité est encore plus grande entre les magmas des différents massifs éruptifs qui ne peuvent plus se caractériser par des compositions chimiques spéciales.

1° Une *dolérite quartzifère* de l'Ambaheva (Antatika) forme le passage des roches quartziques aux roches plus basiques. Divers filons et sills trachy-andésitiques de la vallée du Ranobe lui correspondent vraisemblablement.

2° Les *gabbros* formant les gros massifs de l'Antatika, du Fonjay, de l'Ambohitrosy et de l'Ambatomainty présentent de grandes analogies de constitution et de structure; on peut distinguer des types leucocrates labradoritiques (dépression intérieure circulaire de l'Antatika) ou bytownitiques (allivalite du Fonjay); des types normaux, mésocrates, à labrador ou bytownite et souvent à olivine, qui sont les plus répandus; enfin, des types mélanoocrates (socle de l'Ambereny, Ambohitrosy, Ambatomainty N). Dans certaines formes de transition entre les gabbros mésocrates et leucocrates, on observe une concentration des pyroxènes en très grandes plages, alors que le reste de la roche en est dépourvu (Manambaroa, Ambatomainty N).

3° Souvent la structure de ces gabbros devient ophitique, donnant ainsi des *gabbros doléritiques* (Ambatomainty SE, Betabobo, vallée de la Besampia, Kasoa, Ambohibetratra), beaucoup plus altérables que les précédents.

4° Les *dolérites à structure ophitique* bien caractérisée, avec ou sans olivine, sont extrêmement répandues; la plupart des filons et des sills en sont formés; ils passent insensiblement à des types intersertaux, puis à des labradorites ou à des basaltes qui constituent les filons étroits et la bordure des grosses intrusions.

J'ai rencontré également des microgabbros à gros phénocristaux de labrador et de bytownite (Kiranomena, Ranobe près du confluent de l'Antahotakana).

5° Les passages aux types à structure microlitique se font par degrés insensibles et la distinction est forcément conventionnelle entre ces modalités de structure. Les *basaltes* constituent, outre quelques intrusions de la zone sédimentaire anté-cénomaniennne (500 m. Ouest de Morafenobe, entre Antsalova et Anjiabe, Lohavolano, Est de Soromaray, Tsitandroina, etc.), la majeure partie des coulées de l'Antanimena, de l'Ambongo Sud et de la zone éruptive qui s'étend de Besalampy au Manambolo. Leur structure varie du type doléritique au type compact à grain fin, entraînant de grandes différences dans les modes d'altération. Leur composition est aussi très variable, depuis les *sakalavites* (NW de l'Ambohipitsaka, Behasaka) jusqu'aux basaltes francs qui semblent prédominer dans les plateaux basaltiques. Les *labradorites* sont aussi fréquentes, soit en filons dans la zone triasique (Morafenobe, poste d'Ambatomainty), soit en coulées (coulée inférieure de l'Antanimena et des plateaux au Sud du Manambao; ce dernier affleurement est caractérisé par de très gros labradors).

Les roches à néphéline paraissent manquer dans ces régions.

L'étude chimique des nombreux échantillons que j'ai recueillis eût été trop longue pour rentrer dans le cadre de ce travail; elle m'amènera peut-être à modifier par la suite quelques déterminations qui n'ont été faites que par l'étude en lame mince, avec seulement parfois des essais microchimiques, mais les résultats d'ensemble ne seront certainement pas modifiés.

Age des éruptions.

Le problème délicat et quelque peu controversé de l'âge des manifestations éruptives de la région du Cap Saint-André, me paraît résolu, au moins dans ses grandes lignes par les études qui précèdent.

1° La majeure partie, sinon la totalité, des venues éruptives de la vallée du Ranobe sont intrusives et par conséquent postérieures aux sédiments encaissants; de plus, je n'ai rencontré de tufs éruptifs, en aucun point dans les formations permo-triasiques et triasiques. Seules les quelques venues trachytiques ou andésitiques à surface cordée de la vallée du Ranobe et les alternances de dolérites et de trachytes affleurant au SE du confluent de l'Antahotakana peuvent prêter à discussion quant à leur mode de gisement et par conséquent à leur âge. Je pense cependant que ces formations doivent être rapportées au même complexe que les gros massifs intrusifs voisins et que l'ensemble doit être considéré comme post-triasique. Il n'existe probablement pas d'éruptions permo-triasiques dans la région du Cap Saint-André.

2° Les lambeaux tabulaires rhyolitiques qui couronnent les plateaux ainsi que les tables microgranitiques du Tsimitaratra, du Besongomby, du Kojiamatako et de l'Ambohipitsaka

me paraissent également devoir être rapportés à des vestiges de laccolites plutôt qu'à des coulées. Toutefois, pour la plupart d'entre eux, je n'ai pas pu donner de preuves absolues de cette manière de voir et il n'est pas impossible qu'ils proviennent d'épanchements dont l'âge serait post-triasique et probablement crétacé moyen ou supérieur, par analogie avec l'âge des autres venues rhyolitiques bien datées ; jamais en effet ces masses tabulaires ne se rencontrent intercalées entre les grès du Trias et les calcaires jurassiques.

3° Indiscutablement la quasi totalité, sinon même l'ensemble des affleurements éruptifs rencontrés dans la région du Cap Saint-André, se sont mis en place au Crétacé ; c'est en effet seulement au Crétacé que la présence de coulées et de débris de roches volcaniques dans les sédiments indique l'existence d'une phase éruptive importante,

Les grands épanchements du Cénomanién supérieur ou du Turonien (Antanimena, Ambongo Sud, aire d'ennoyage de Maintirano) datent d'une manière précise la phase éruptive principale, à laquelle doivent être rapportés également les innombrables filons, sills et laccolites qui se rencontrent dans toute la série sédimentaire anté-cénomaniénne. Il est certain toutefois qu'une phase éruptive, moins importante d'ailleurs, a pris place avant l'Albien et probablement vers la fin du Néocomien ; son existence est bien démontrée, en effet, par la présence de débris de roches volcaniques dans les grès albiens d'Andimaka (Sud d'Antsalova) et d'une brèche éruptive à la base des grès crétacés du plateau d'Ambakoa (NE de Tsibidyh). C'est peut-être de la même époque que datent les édifices volcaniques du bas Manambao (Ambohibe W).

4° Il n'existe aucune manifestation volcanique qui puisse être rapportée avec quelque raison au Tertiaire ou au Quaternaire. Aucun affleurement éruptif ne paraît exister dans les formations sénoniennes ou plus récentes et j'ai montré que tous les massifs éruptifs qui avaient été considérés comme des volcans néogènes ou quaternaires n'étaient en réalité que des intrusions, probablement crétacées, décapées par l'érosion (Antatika, Miefetanatry).

*
* * *

En résumé, en dehors de phases éruptives douteuses dans le Permo-Trias, toutes les manifestations éruptives de la région du Cap Saint-André se rapportent à deux époques : l'une du Crétacé inférieur peu importante, l'autre turonienne à laquelle appartiennent presque tous les affleurements éruptifs.

Cette dernière semble avoir été caractérisée, aussi bien dans la région de Morafenobe que dans la région de Bekodoka, par une première phase très importante d'émissions pauvres en silice (dolérites, basaltes), suivie d'une phase granitique et rhyolitique à laquelle succéda, en quelques points seulement, une nouvelle phase basaltique peu importante.

TECTONIQUE

La tectonique de la zone sédimentaire étudiée est d'une simplicité telle que je n'ai pas jugé utile de lui consacrer un chapitre spécial et que je me suis contenté de signaler à propos de chaque étage les rares accidents de quelque importance qui affectent les niveaux correspondants.

Dans son ensemble, toute la série sédimentaire, depuis le Permien jusqu'au Tertiaire inclus, se relève vers le Massif Cristallin et s'ennoe vers la côte, c'est-à-dire vers l'Ouest

au Sud du Cap Saint-André et vers le NW à l'Est de ce Cap. Toutefois l'ancien seuil cristallin du Cap Saint-André jalonne un anticlinal, peu important d'ailleurs, mais qui se traduit par une déviation sensible de la direction des couches dans le Sud du Bassin de Sitampiky, où les pendages prennent une orientation Nord et même NNE. Ce pli est partagé par un ensellement transversal en deux dômes, de Bekodoka et d'Ambohipaky. Un autre ensellement, entre la Behazomaty et le Bongolava sépare le dôme de Bekodoka du Massif Cristallin Central.

L'âge des mouvements qui ont produit l'affaissement du géosynclinal de Mozambique et peut-être le relèvement du Massif cristallin est difficile à préciser.

Dans l'aire d'envoyage de Maintirano, au Sud de l'anticlinal du Cap Saint-André, on peut observer dans la base de la série sédimentaire, depuis le Permien jusqu'au Crétacé moyen (Albien-Cénomanién) compris, des pendages moyens plus accentués (2 à 4°) que dans la partie supérieure de cette série (des épanchements basaltiques turoniens au Tertiaire) où les pendages oscillent entre 0 et 2°. On peut conclure de cette constatation qu'une phase tectonique de faible intensité a pris place vers la fin du Cénomanién, immédiatement avant la phase éruptive principale.

Il ne m'a pas été possible de faire une constatation analogue dans le Bassin de Sitampiky où l'inclinaison moyenne des couches est trop faible (inférieure à 1°) pour que des différences soient perceptibles entre la base et le sommet de la série sédimentaire. Il est probable cependant que la comparaison de nombreuses mesures aboutirait aux mêmes conclusions que dans la région de Maintirano.

Il est également difficile de déterminer s'il existe des variations de pendages entre le Sénonien et la fin du Tertiaire.

Tout permet de penser que la phase orogénique cénomaniénne s'est simplement superposée à un enfoncement lent et progressif du fond du géosynclinal, étant donné la nature des faciès et l'épaisseur des couches de toute la série sédimentaire.

A ces grands traits de la structure se sont ajoutés de nombreux accidents de détail qui ont été mentionnés au cours de l'exposé stratigraphique.

Les *flexures* sont fréquentes, en particulier dans les calcaires du Bemaraha, de l'Ikavo et de l'Ankara, mais les véritables *plis* sont rares. J'ai observé seulement :

- 1° L'anticlinal d'Ankavandra-Folakara (N 10° W) dans le Trias inférieur.
- 2° Les dômes du Fonjay et de l'Antatika, d'origine plutonique.
- 3° L'anticlinal d'Anjiabe (WNW-ESE), peut-être aussi d'origine plutonique.
- 4° L'anticlinal d'Andrafiavelo (SSW-NNE), dans le Crétacé inférieur et moyen.

Ces divers accidents n'affectent que des terrains plus anciens que les épanchements basaltiques des plateaux. Leur âge est donc antérieur ou au plus égal à celui de la phase éruptive principale. Les plis d'origine purement tectonique ont probablement pris naissance au cours de la phase orogénique cénomaniénne.

Les *failles* sont très fréquentes ; cependant leur nombre et leur importance ont été en général fortement exagérés par la plupart des explorateurs qui ont parcouru la région et plus particulièrement par Giraud.

En fait, deux séries de failles importantes ayant une même orientation N 10° W environ, s'observent dans le Pays sakalave :

- 1° Un premier système comporte les failles qui séparent, en certains points, le cristallin du

Bongolava des affleurements triasiques. La plus importante est celle de la Mahakamba (E et SE d'Ambatomainty).

2° Un second système est situé à la limite occidentale du Bemaraha où il se traduit par une ou plusieurs falaises calcaires faisant face à l'Ouest.

Des failles analogues et de même direction existent également dans les divers horizons du Trias, du Jurassique et du Crétacé inférieur et moyen, mais leur importance est moindre. Enfin d'autres fractures ayant des orientations diverses, mais sans intérêt général, ont été décrites précédemment.

Toutes ces failles affectent seulement des couches plus anciennes que le Crétacé supérieur et paraissent dues à la même phase tectonique que les plis. Cependant, bien que je n'aie pas observé de failles importantes dans le Sénonien et le Tertiaire, il ne serait pas surprenant qu'il en existât, étant donné l'âge des grandes fractures africaines.

MM. Léon Bertrand et L. Joleaud ont signalé, en bordure du Bongolava, des plis à orientation WNW-ESE, marqués par des sinuosités de la ligne de contact du cristallin et du Permo-Trias. Le temps m'a manqué pour vérifier personnellement cette disposition. Ces accidents ont été considérés comme cénomaniens, mais sans arguments sérieux étant donné leur situation dans le Trias, loin de tous affleurements plus récents.

HISTOIRE DE LA RÉGION MÉDIANE DU PAYS SAKALAVE. PALÉOGRAPHIE.

La pénétration d'un bras de mer entre Madagascar et la côte d'Afrique, séparant en deux tronçons l'ancien continent de Gondwana, semble dater du Permien.

Dans le fossé ainsi constitué et en voie d'affaissement continu, se sont déposées le long de la côte abrupte du massif cristallin malgache, des formations saumâtres ou lagunaires, riches en débris végétaux et en intercalations de houille. A cette époque, le seuil cristallin du Cap Saint-André était encore émergé.

Pendant le Trias, par suite d'une érosion plus considérable du cristallin, de nombreux cours d'eau torrentiels déposèrent le long de la côte des formations plus détritiques ; en même temps et corrélativement à la continuation de l'enfoncement du fossé de Mozambique, une transgression s'avança à la fois sur le bord du Bongolava et sur le seuil cristallin du Cap Saint-André qui se trouva complètement immergé. Dès cette époque, il est probable que le bras de mer de Mozambique était ouvert, aussi bien vers le Sud que vers le Nord, bien que nos connaissances sur les faunes australes soient insuffisantes pour permettre de l'affirmer.

Vers la fin du Trias, par suite d'un arrêt de l'approfondissement du géosynclinal de Mozambique, des dépôts lagunaires et saumâtres apparurent, caractérisés par la présence de gypse et de sel. Ce régime semble s'être poursuivi jusqu'à la fin du Lias moyen, à moins qu'une régression n'ait entraîné une lacune stratigraphique correspondant au Lias inférieur ce qu'il est difficile de mettre en évidence.

Au Lias supérieur, une transgression bien marquée établit pour la première fois un régime franchement marin avec faune de Céphalopodes, mais seulement au Nord du seuil du Cap Saint-André ; au Sud, les dépôts du Lias paraissent manquer, par suite d'une avancée moins accusée du domaine marin.

Les mers bajocienne et surtout bathonienne furent beaucoup plus nettement transgressives encore ; la dernière au moins a recouvert presque entièrement l'ancien domaine marin triasique. L'approfondissement du géosynclinal s'est poursuivi pendant ce temps, car les dépôts, bien que néritiques (calcaires récifaux et subrécifaux), ont atteint de grandes épaisseurs. Toutefois, dans la région de la Betsiboka et surtout au Nord de ce fleuve, l'apparition d'un régime laguno-marin paraît être en relation avec l'existence d'un important delta en ce point de la côte.

Une régression marquée se fit sentir pendant la fin du Jurassique, aussi bien au Sud qu'au Nord du seuil du Cap Saint-André, mais les dépôts demeurèrent néritiques et toujours franchement marins. Les deux bassins de sédimentation de Sitampiky et de Maintirano se trouvèrent isolés pendant cette période par suite de l'émersion du seuil du Cap Saint-André.

Une nouvelle incursion marine, particulièrement nette dans l'aire d'ennoyage de Maintirano, marque le début du Crétacé, les sédiments cependant présentent un caractère vaseux et non détritique. C'est vraisemblablement pendant un temps d'arrêt de cette transgression ou même pendant une légère régression datant du Barrémien que se sont produites les premières manifestations volcaniques.

Une nouvelle transgression, beaucoup plus importante que la précédente, débute vers la fin de l'Eocrétacé ; son extension maximum paraît dater de l'Albien ou du Cénomanién. A cette époque, des dépôts surtout fluvio-marins recouvrirent à nouveau la plus grande partie du territoire qu'avait occupé la mer bathonienne, en particulier le seuil du Cap Saint-André. C'est alors qu'une phase orogénique de faible intensité amena une surrection sensible du Massif cristallin (ou un affaissement du fond du géosynclinal) en même temps que la formation de quelques plis ou failles orientées NNW-SSE. L'anticlinal du Cap Saint-André se superposant à l'ancien seuil semble dater de cette époque.

L'émersion qui résulta de ces mouvements fut suivie par des épanchements éruptifs considérables, principalement basaltiques, dont l'émission fut, soit fissurale, soit en relation avec de grosses intrusions ayant crevé leur toit sédimentaire. D'autre part une multitude de filons, de sills et de laccolites injectèrent les sédiments plus anciens.

Ces phénomènes éruptifs, qui eurent lieu entre le Cénomanién et le Sénonien, furent suivis d'une avancée de la mer sénonienne dont les dépôts recouvrirent directement les coulées basaltiques. Jusqu'au Campanien un régime d'estuaire prédomina dans le Bassin de Sitampiky et au Nord de la Betsiboka, puis la mer maëstrichtienne, en transgression peu marquée ici, établit un régime néritique uniforme sur toute la longueur de la côte.

Au Tertiaire, deux avancées importantes des eaux du Canal de Mozambique eurent lieu, l'une vers l'Eocène moyen probablement, l'autre vers le Burdigalien. Postérieurement à cette dernière, sans doute pendant la Pliocène, une phase de pénéplénation importante, correspondant peut-être à une régression marine, a nivelé le pays suivant une surface en pente régulière depuis le massif cristallin jusqu'à la mer.

C'est vraisemblablement à la suite de mouvements du sol datant de la fin du Pliocène ou du début du Quaternaire que le rajeunissement du relief a entraîné le creusement des régions déprimées triasiques partout où l'absence de la couverture de calcaires jurassiques a permis une érosion rapide. Quelques phases d'arrêt ou de ralentissement de l'érosion au cours de cette période ont amené la constitution de plusieurs niveaux de pénéplaine étagés

tels que ceux dont les témoins se rencontrent encore dans les bassins du Manambolo et du Manambao. Une transgression marine importante eut également lieu au Quaternaire, à une date probablement peu reculée et correspondant sans doute à la basse terrasse (de 20 m.) qui s'observe en beaucoup de points des vallées actuelles.

*
* *

Au dernier congrès géologique international, à Madrid, M. FOURMARIER (A. 11bis) a exposé « les traits directeurs de l'évolution géologique du continent africain », insistant surtout sur le fait que les grandes lignes actuelles de la structure de l'Afrique étaient déjà acquises à une époque très reculée, avant le début du Secondaire. En particulier l'ennoyage du Canal de Mozambique remonterait au moins à la fin du Carbonifère.

Ce dernier point est vérifié par tous les faits exposés plus haut; aussi quel que soit le mode de dislocation que l'on admette pour l'ancien continent de Gondwana, par ennoyage d'une partie de sa surface ou par fragmentation d'un radeau de sial, il est indiscutable que la séparation de l'Afrique et de Madagascar remonte au Primaire et non au Jurassique comme l'admet Wegener. D'ailleurs, les analogies stratigraphiques entre le Secondaire des régions de Beira (Mozambique) et du Cap Saint-André qui auraient été primitivement accolées, sont très peu marquées. Il me paraît définitivement acquis que si une fragmentation telle que l'admet Wegener est intervenue pour séparer l'Afrique de Madagascar, elle s'est produite avant le Permien et n'a affecté que le massif cristallin à l'exclusion de toutes les formations sédimentaires connues à Madagascar. Le Bongolava devrait être considéré comme son ancienne lèvre orientale.

Par contre, il n'y a pas lieu, je crois, d'attribuer au seuil cristallin du Cap Saint-André et à son prolongement sur la côte d'Afrique entre le Zambèze et Mozambique, le rôle considérable que lui fait jouer M. FOURMARIER (*loc. cit.*, p. 865) au début du Crétacé. J'ai montré, en effet, que la mer baignait à cette époque toute la côte occidentale de Madagascar et rien n'indique la présence d'un pont continental entre Madagascar et la côte d'Afrique séparant en deux bassins le Canal de Mozambique.

Il est probable que la largeur du bras de mer séparant la Grande Ile du continent a beaucoup varié au cours des temps géologiques; l'apparition de hauts fonds jalonnés par des îles a pu permettre à certaines époques des migrations d'une partie des faunes continentales, mais rien ne vient confirmer l'existence d'un isthme véritable au cours du Secondaire et du Tertiaire.

Depuis le Permien jusqu'à nos jours, le bras de mer de Mozambique s'est comporté constamment comme un véritable géosynclinal; l'atténuation progressive des pendages dans la série stratigraphique, prouvant un approfondissement progressif, et l'épaisseur parfois considérable de certains dépôts sont très démonstratifs à cet égard.

TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS. HISTORIQUE.	5
INDEX BIBLIOGRAPHIQUE	12
I. Madagascar.	12
II. Bibliographie sommaire de l'Afrique australe et orientale.	19

PREMIÈRE PARTIE

APERÇU GÉOGRAPHIQUE

Vue d'ensemble	21
Grandes régions naturelles	22
1. Le Bongolava	22
2. La zone déprimée triasique	24
3. L'aire anticlinale du Cap Saint-André.	27
1° Bassins des hautes et moyennes vallées du Manambao et du Ranobe.	27
2° Dômes cristallins de Bekodoka et d'Ambohipaky	29
3° Les hauts plateaux éruptifs et crétacés	29
4° La région côtière (Cap Saint-André)	30
4. L'aire d'ennoyage de Maintirano	30
1° Le Bemaraha	31
2° La savane ouest de l'Antsingy	32
3° Les plateaux gréseux	33
4° Le plateau basaltique	34
5° La région côtière	34
5. L'aire d'ennoyage de Sitampiky	35
1° Les causses de l'Ikavo et de l'Ankara	35
2° La zone marneuse d'Andranomavo-Ankirihiitra	37
3° Les plateaux gréseux de Sitampiky	37
4° Les plateaux basaltiques. Antanimena (terre rouge)	38
5° La plaine marécageuse et les bas plateaux du Crétacé supérieur	39
6° Les plateaux calcaires du Crétacé supérieur et la région côtière	39

DEUXIÈME PARTIE

ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE

CHAPITRE I

Le substratum cristallophyllien	41
Historique	41
Bongolava	41

a) Du Manambolo à Beravina-en-terre	41
b) De Beravina-en-terre à la Mahakamba	42
c) De la Mahakamba à la Mahavavy	42
d) De la Mahavavy à Maevatanana	43
Résumé	43
Dôme cristallin de Bekodoka	43
Extension	43
Constitution	44
Tectonique	45
Dôme cristallin d'Ambhipaky	45
Résumé	46

CHAPITRE II

Le Permo-Trias	47
Historique	47
Extensions et subdivisions	48
I. Série inférieure	48
A. Grès et psammites d'Ankavandra et de Maevatanana	48
B. Affleurements du Fonjay et du Moyen Ranobe	50
a) Complexe schisto-gréseux inférieur	50
1° Bordure orientale de l'affleurement	50
Vallée de la Besampia	51
Vallée du Ranobe entre les confluent de la Besampia et de l'Andreforefo	52
Rive droite du Ranobe au Nord du confluent de l'Andreforefo	52
Vallée du Ranobe et rive gauche, au Nord du confluent de l'Andreforefo	53
Indices hydrocarburés	54
Faune	54
Manifestations volcaniques	55
2° Bord occidental et méridional du Fonjay	55
Bord occidental	55
Bord méridional	56
Bord oriental	56
3° Autres affleurements	56
β) Série intermédiaire. Couches d'Ankavandra	56
Amont du confluent de la Besampia	57
Vallée du Ranobe en aval du confluent du Manambaroa	57
Bord ouest du Fonjay	58
II. Série supérieure. Grès de Morafenobe	58
Extension et puissance	58
Constitution lithologique	59
Faune et Flore	60

TABLE DES MATIÈRES

263

Répartition et variations de faciès	60
<i>a)</i> Entre le Bemaraha et le Bongolava	60
<i>b)</i> Région de Morafenobe. Vallée du Manambao	62
<i>c)</i> Entre l'Ikavo-Ankara et le Bongolava	63
<i>d)</i> Pourtour des dômes cristallins de l'Ambongo Sud	64
<i>e)</i> Nord du Ranobe	65
<i>f)</i> Bordure des plateaux jurassiques	65
<i>g)</i> Bord occidental des plateaux éruptifs et crétacés de l'Ambongo Sud	66
Résumé stratigraphique. Conclusions	67
1° Série inférieure	67
2° Grès supérieurs de Morafenobe	69
Tectonique du Permo-Trias	70
Entre le Manambolo et le Manambao	70
Entre le Manambolo et le Ranobe. Fonjay, Antatika, Cuvette d'Antanandava	70
Aire anticlinale du Cap Saint-André	72
Entre le Ranobe et la Betsiboka	72
Les failles. Les intrusions éruptives	73
Corrélations avec les régions voisines	74
1° Madagascar	74
2° Côte orientale d'Afrique	75
3° Inde péninsulaire	76
Tableau des corrélations	77

CHAPITRE III

Le Lias	78
Historique	78
Répartition géographique. Principaux faciès. Faune	79
I. Bassin de Sitampiky	79
1. Coupe type de l'Ankarakely	79
2. Vallée de la Mahavavy et rebord de l'Ankara	81
3. Rebord de l'Ikavo	83
4. Prolongement occidental de l'Ikavo	85
II. Aire d'ennoyage de Maintirano	86
Résumé stratigraphique. Conclusions	88
Corrélations avec les régions voisines	90
1° Madagascar	90
2° Côte orientale d'Afrique	90
3° Inde	90

CHAPITRE IV

Le Bajocien et le Bathonien	92
Historique	92
Répartition géographique et principaux faciès	92

I. Bassin de Sitampiky	92
A. La Falaise	93
Vallée de la Mahavavy	93
Bordure sud de l'Ankara	94
Bordure de l'Ikavo	95
Prolongement occidental de l'Ikavo	97
B. Les Causses	97
1° Région située au Nord du dôme d'Ambhipaky	98
2° Région située au NE du dôme de Bekodoka	98
3° Plateau de l'Ikavo	99
4° Région occidentale de l'Ankara	99
5° Région orientale de l'Ankara	100
Tectonique	101
II. Aire d'ennoyage de Maintirano	101
Coupe type entre Tsiandro et Antsalova	102
Extension et variations	104
Du Manambolo au Manambao	104
Nord du Manambao	105
III. Aire anticlinale du Cap Saint-André	106
Pourtour des plateaux de la Haute Manangoza et du Moyen Sambao	106
Cuvette d'Antanandava	107
Résumé stratigraphique et conclusions	107
Corrélations avec les régions voisines	108
1° Madagascar	108
2° Côte orientale d'Afrique	109
3° Inde	110

CHAPITRE V

Le Callovien	111
Historique	111
Répartition géographique. Principaux faciès. Faune	111
I. Bassin de Sitampiky	111
Du Manombo à l'Andranomavo	111
De l'Andranomavo à la Mahavavy	113
De la Mahavavy à la Betsiboka	116
Tectonique	117
II. Aire d'ennoyage de Maintirano	117
Résumé stratigraphique et conclusions	118
Corrélations avec les régions voisines	119
1° Madagascar	119
Côte Nord-Ouest	119
Côte Sud-Ouest	120

2° Côte orientale d'Afrique	120
3° Inde	121
Compléments paléontologiques	122

CHAPITRE VI

Le Jurassique supérieur (Oxfordien-Portlandien)	128
Historique	128
Répartition géographique. Principaux faciès. Faune	128
I. Bassin de Sitampiky	128
Oxfordien	128
Calcaires crayeux et marnes à Bélemnites	129
Du Manombo à l'Andranomavo	129
De l'Andranomavo à la Mahavavy	130
De la Mahavavy à la Betsiboka	131
II. Aire d'envoyage de Maintirano	132
Coupe entre Tsiandro et Antsalova	132
Extension et variations	133
Anticlinaux d'Anjiabe et d'Andrafiavelo	134
1° Anticlinal d'Anjiabe	134
2° Anticlinal d'Andrafiavelo et de Betaboara (Bas-Manambao)	135
Résumé stratigraphique et conclusions	136
Corrélations avec les régions voisines	137
1° Madagascar	137
Côte Nord-Ouest	137
Côte Sud-Ouest	137
2° Côte orientale d'Afrique	138
3° Inde	139
Compléments paléontologiques	140

CHAPITRE VII

Le Crétacé inférieur et moyen (Valanginien-Cénomanién)	144
Historique	144
Répartition géographique. Principaux faciès. Faune	144
I. Bassin de Sitampiky	144
Marnes à Duvalia	144
Complexe grés-marneux de Sitampiky	146
1° Grès inférieurs	146
Extension et faciès	146
Faune et âge	147
2° Marnes et calcaires glauconieux d'Ambarimadinga	148
3° Grès supérieurs	150

II. Aire d'ennoyage de Maintirano	150
Néocomien. Marnes à Duvalia	151
Du Manambolo à Dokolahy.	151
Nord de la Demoka. Anticlinal d'Andrafiavelo	152
Le complexe gréso-marneux d'Antsalova	153
1° Les grès inférieurs	154
2° Les grès et marnes intermédiaires	154
3° Les grès supérieurs	156
4° La série gréseuse compréhensive	156
Conclusions stratigraphiques	157
III. Aire anticlinale du Cap Saint-André	158
Résumé stratigraphique et conclusions	160
Corrélations avec les régions voisines	161
1° Madagascar.	161
Côte Nord-Ouest.	161
Côte Sud-Ouest	162
2° Côte orientale d'Afrique	163
3° Inde	164
Compléments paléontologiques	166

CHAPITRE VIII

Le Crétacé supérieur.	169
Historique	169
Répartition géographique. Principaux faciès. Faune	169
I. Bassin de Sitampiky	169
Turonien. Sénonien inférieur.	169
Sénonien supérieur.	171
II. Aire d'ennoyage de Maintirano	173
Sénonien inférieur	173
Sénonien supérieur.	174
Résumé stratigraphique et conclusions	175
Corrélations avec les régions voisines.	175
1° Madagascar.	175
Côte Nord-Ouest	175
Côte Sud-Ouest	176
2° Côte orientale d'Afrique	177
3° Inde	178
Compléments paléontologiques	179

CHAPITRE IX

Le Tertiaire et le Quaternaire	182
A. Tertiaire	182
Historique	182
Répartition et principaux faciès	182

TABLE DES MATIERES

267

I. Bassin de Sitampiky	182
Eocène	182
Miocène.	183
II. Aire d'ennoyage de Maintirano	185
Eocène	185
Miocène.	186
Résumé stratigraphique	187
Corrélations avec les régions voisines	187
1° Madagascar	187
Côte Nord-Ouest	187
Côte Sud-Ouest	188
2° Côte orientale d'Afrique	188
B. Dépôts post-miocènes. Quaternaire.	189
1° Sables ferrugineux latéritiques	189
2° Sables blancs des dunes	191
3° Dépôts marins quaternaires	191
4° Formations continentales quaternaires.	192
Résumé et conclusions.	193

TROISIÈME PARTIE

MANIFESTATIONS ÉRUPTIVES. ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE

CHAPITRE I

Répartition, nature et âge des manifestations éruptives.	195
I. Substratum cristallophyllien	195
II. Permo-Trias.	195
Du Manambolo au Manambao	195
Nord du Manambao et vallée du Ranolo	197
Du Manambao à la Betsiboka.	199
Pourtour des dômes cristallins du Cap Saint-André	201
Conclusions concernant le mode de gisement et l'âge des roches éruptives affleurant dans le Permo-Trias	202
Corrélations avec l'Afrique australe et l'Inde	202
1° Afrique australe	202
2° Inde	203
III. Lias, Bajocien et Bathonien	203
A. Causses de l'Ikavo et de l'Ankara	203
B. Bemaraha	205

IV. Jurassique supérieur. Crétacé inférieur et moyen	206
A. Bassin de Sitampiky	206
B. Aire d'envoyage de Maintirano	207

CHAPITRE II

Monographie des principaux massifs éruptifs.	209
A. Massif de l'Antatika-Ambereny.	209
1° Vallée de l'Ankolitrazo	209
2° Vallée de l'Andaka	210
3° Bord est et sud de l'Antatika.	210
4° Vallée de l'Ambaheva.	211
5° Structure du Massif	211
Conclusions	212
B. Massif du Fonjay et ses annexes	213
Historique	213
Description du Massif	213
Vallée de l'Andrafianampela.	214
Vallée de la Betsimahateika	214
Vallées du Manambaroa et de son principal affluent de droite	214
Vallée de la Kiranomena	215
Vallée de la Besampia.	216
Structure d'ensemble et constitution du Massif.	217
Conclusions	218
C. Massifs microgranitiques et rhyolitiques des vallées du Ranobe et du Manambao.	219
I. Tsimitaratra, Besongomby et annexes	219
II. Venues rhyolitiques de la vallée du moyens Ranobe	220
III. Ambohitsiraindraina, Kivorondolo et Ambohimirahavavy	222
Mode de gisement des venues rhyolitique du Ranobe	223
IV. Kojiamataka et Ambohipitsaka	223
D. Massifs éruptifs de la Haute-Manangoza et du Moyen-Sambao	225
Historique	225
I. Massif de la Haute-Manangoza.	226
II. Massif du Moyen Sambao	227
Age et mode de gisement	229
III. Massif éruptif de l'Ambatomainity et de la Sahondra	230
Age et mode de gisement.	231
IV. Massif de l'Ambohitrosy (ou Ambohibengy)	232
Historique.	232
Description du Massif.	233
Mode de gisement et âge du Massif	236

TABLE DES MATIÈRES	269
Résumé et conclusions pétrographiques	237
E. Ambatomainy SE et Ambohitralika	238
F. Épanchements éruptifs crétacés.	239
Historique	239
Extension, constitution et âge de ces épanchements	240
I. Bassin de Sitampiky.	240
II. Aire d'ennoyage de Maintirano	242
Centres volcaniques de l'Ambohibe W et de l'Antseidoha	243
1° Centre éruptif de l'Ambohibe W	243
2° Centre éruptif des Monts Antseidoha	244
Résumé et conclusions.	245
Extension à Madagascar	245
Comparaison avec des formations analogues des continents voisins	246
Métamorphisme.	246
Contact des gabbros et des dolérites	247
Contact des grès et des psammites	247
Contact de schistes	247
Contact des grès Tendres du Trias	248
Contact de schistes charbonneux	248
Contact des calcaires et des marnes.	248
Actions métamorphiques des microgranites et des rhyolites	248

CONCLUSIONS

Stratigraphie et paléontologie	250
Phénomènes éruptifs.	253
Mode de gisement des roches éruptives	253
Nature des venues éruptives	253
A. Roches alcalines à quartz libre	253
B. Roches alcalino-terreuses sans quartz libre	254
Age des éruptions	255
Tectonique	256
Histoire de la région médiane du Pays sakalave. Paléogéographie.	258

TABLE DES FIGURES DANS LE TEXTE

Figures.	Page.
1. — Situation de la région médiane du Pays sakalave.	5
2. — Carte des anciens royaumes et des anciennes provinces sakalaves	22
3. — Contact du massif cristallin de Bekodoka et des grès triasiques dans la vallée de la Behazomaty	44
4. — Bord oriental du Massif du Fonjay	51
5. — Berge du Ranobe, rive droite, près du confluent de l'Andreforefo.	52
6. — Coupe de la vallée du Ranobe à hauteur du sondage de Masiakampy	57
7. — Stratification entrecroisée dans les grès et les argilites du Trias	59
8. — Coupe du bord SE du plateau calcaire, entre Tsitanandro et Bevary.	66
9. — Coupe de l'Ankarakely	80
10. — Coupes comparatives de l'Ankara au voisinage de la Mahavavy et de la Betsiboka.	101
11. — Ambohipitsaka W.	105
12. — Coupe du bord du plateau basaltique entre la Tanda et Ankidabe	114
13. — Section d'un type dimorphe de Macrocephalites macrocephalus	126
14. — Coupe du flanc sud de la vallée de l'Ambararata	131
15. — Coupe de la plaine comprise entre l'Antsingy et Antsalova, suivant la piste de Tsiandro à Antsalova	132
16. — Coupe de l'anticlinal d'Anjiabe	134
17. — Coupe de l'anticlinal d'Andrafiavelo	135
18. — Coupe de la vallée du Sambao à l'Ouest de Bekiria	159
19. — Coupe du bord sud des plateaux calcaires sénoniens au NE d'Anaboringa	171
20. — Vue panoramique vers l'Ouest prise de l'Ambohitsiraindraina	197
21. — Terminaison d'un sill doléritique dans des schistes et des grès permians (vallée de la Besampia)	198
22. — Changement de niveau d'un sill doléritique	198
23. — Coupe d'un laccolite à l'Ouest de Belitsaka.	202
24. — Coupe d'un flanc de vallée entre Mahabe et Andramy (NW de Sitampiky)	207
25. — Coupe du Massif de l'Antatika-Ambereny	211
26. — Coupe schématique W-E du bord oriental du Massif du Fonjay	216
27. — Coupe du Massif du Fonjay	218
28. — Profils du Tsimitaratra et du Besongomby vus du Sud	219
29. — Profils du Kojiamatako et de l'Ambohipitsaka vus de l'Ouest	224
30. — Coupe du bord des plateaux rhyolitiques entre Amboka et Belatsaka.	228
31. — Coupe de la limite orientale des plateaux de grès mésocrétacés au Nord de l'Ambohitrosy	231
32. — Carte du Massif de l'Ambohitrosy	233
33. — Ambohibe W	244
34. — Schéma des faciès dans les aires d'ennoyage de Sitampiky et de Maintirano	251

PARIS. — SOCIÉTÉ GÉNÉRALE D'IMPRIMERIE ET D'ÉDITION, 17, RUE CASSETTE



1



2



3



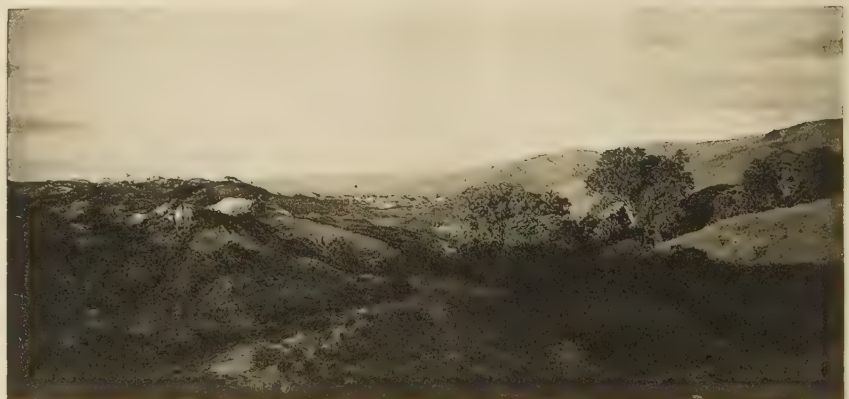
4



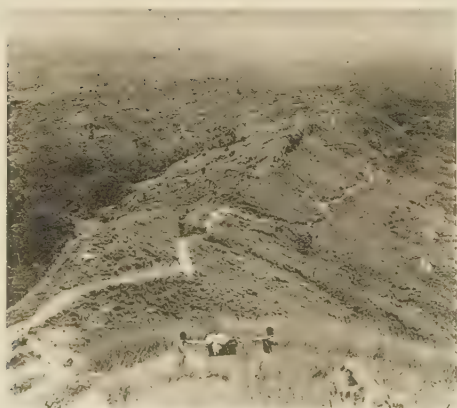
5



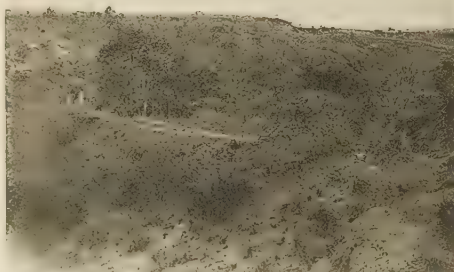
6



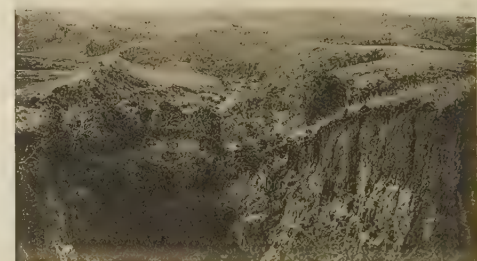
7



8



9



10

MÉMOIRE N° 12

PLANCHE I

- Fig. 1. — Superposition d'un nouveau type d'érosion à l'ancien modelé des vallées sur les Hauts-Plateaux cristallins. Piste de Tsiroanomandidy à Ankavandra.
- Fig. 2. — Dépression triasique et vallée du Manambolo vue du sommet du Bongolava à l'Est d'Ankavandra. Ox-bow de l'ancien lit du Manambolo.
- Fig. 3. — Aspect en terrasse des anciennes pénéplaines de la fin du Pliocène ou du début du Quaternaire à l'Ouest d'Ankavandra. Vue vers le Bongolava.
- Fig. 4. — Stratification entrecroisée dans le Permien. Rive droite du Ranobe près du confluent de l'Andreforefo (fig. 5, p. 52).
- Fig. 5. — Bancs de grès à la base du Trias. Vallée de la Tsarandevy (affluent de droite du Ranobe).
- Fig. 6. — Tronc d'arbre silicifié dans les grès de Morafenobe, au pied de l'Ampoaracola, près d'Antanandava.
- Fig. 7. — Col entre la Kabosy et la Menavavy. Vue prise au coucher du soleil, montrant la différence de modelé entre les grès du Trias à gauche et le Bongolava cristallin à droite.
- Fig. 8. — Un contrefort de la falaise limitant le Bemaraha vers l'Est. Cette crête triasique, qu'emprunte la piste d'Ankavandra à Tsiandro, est restée en relief grâce à un filon de dolérite qui lui sert d'armature.
- Fig. 9. — Passage de la piste de Belitsaka à Bedoa entre deux têtes de ravins tributaires l'un du Ranobe, l'autre du Manambao.
- Fig. 10. — Ravin à pic dans les grès du Trias près du confluent de la Mitsiotaka et le Ranobe. Au fond le Ranobe.

MÉMOIRE N° 12

PLANCHE II

- Fig. 1. — Le bord oriental du Bemaraha vu de la piste de Tsiandro à Ankavandra.
Fig. 2. — Contact des calcaires bajociens du Bemaraha avec les grès triasiques. Falaise au Nord du Mont Tsiandro.
Fig. 3. — Fenêtre de grès triasiques dans les calcaires du Bemaraha au SE de Tsiandro. Au fond le col de Gadra.
Fig. 4. — Un défilé de la piste de Tsiandro à Antsalova dans les calcaires de l'Antsingy.
Fig. 5. — Falaise due à une faille limitant l'Antsingy vers l'Ouest, à l'Est de Masiaposa. Au pied affleurent les marnes à *Duvatia*.
Fig. 6. — Les gorges du Manambolo vues d'une pirogue à la traversée du Bemaraha.
Fig. 7. — Érosion caractéristique des calcaires oolithiques de l'Antsingy NE de Bekopaka.
Fig. 8. — Une des collines de calcaires à pendage subvertical, jalonnant le pourtour de la cuvette d'Antanandava.
Fig. 9. — Blocs calcaires isolés prolongeant le Bemaraha au Nord du Ranobe près de Bedaboka.
Fig. 10. — Érosions ruiniformes dans les grès mésocrétacés du Kipatso.
Fig. 11. — Rochers de grès mésocrétacés dans la haute vallée de la Tsibidy.
Fig. 12. — Rochers de grès mésocrétacés près de la Haute Manangoza, en bordure de la piste de Bedoa à Bekodoka.



1



2



3



4



5



6



7



8



9



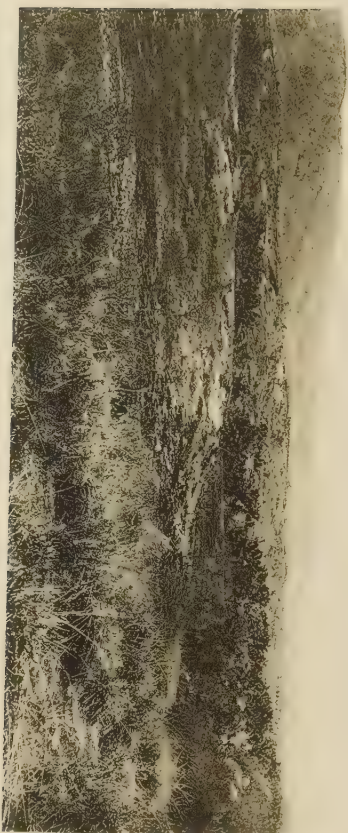
10



11



12



1



2



3



4

MÉMOIRE N° 12

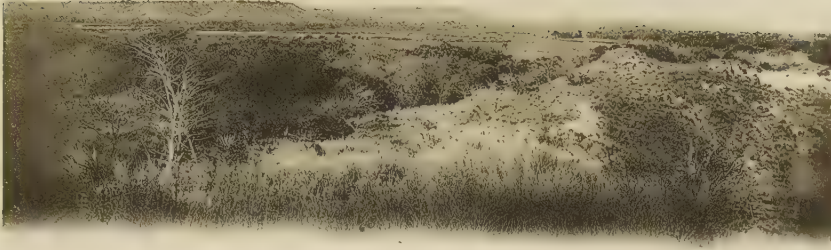
PLANCHE III

- Fig. 1. — Chaîne cristalline du Kivorondolo vue du Nord. Au premier plan affleurements triasiques.
Fig. 2. — Le Tsiafakantitra, bord occidental de l'Ikavo. La barre de calcaire à *Bouleiceras* est bien visible un peu au-dessous du sommet.
Fig. 3. — L'Ikavo Nord, près de Malenola.
Fig. 4. — Le massif de l'Ambohitrosy (ou Ambohibengy) vu de l'Est. Le sommet culminant à droite (au Nord) est le Mont Ambohitrosy.

MÉMOIRE N° 12

PLANCHE IV

- Fig. 1. — Région déprimée dans les marnes et grès à Reptiles du Sénonien inférieur à l'extrémité orientale du Lac Kinkony, près de Bekipay.
- Fig. 2. — Petit lac établi sur un fond de marnes intercalées dans les grès mésocrétacés au Sud de Soalala.
- Fig. 3. — Nouvelle route de Tambohorano à Bedoa dans les sables blancs du Pliocène ou du Quaternaire ancien, près de Tambohorano.
- Fig. 4. — Vue générale de l'Ambohipitsaka (à gauche) et du Kojiamatako (au centre) prise de l'Antatika.
- Fig. 5. — Un des sommets de l'Ambereny; au fond l'Antatika.
- Fig. 6. — Chute de l'Ankolitrazo dans des gabbros stratifiés ayant l'aspect de roches sédimentaires.
- Fig. 7. — Enclaves de quartzites rubanées dans une intrusion doléritique. Lit de l'Ankolitrazo.
- Fig. 8. — Vallée de l'Ambaheva à la traversée de l'Antatika.
- Fig. 9. — Pendages vers l'aval (Ouest) des couches permo-triasiques dans les berges de l'Ambaheva.



1



2



3



4



5



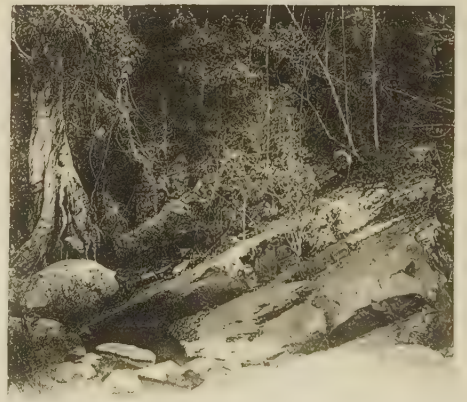
6



7



8



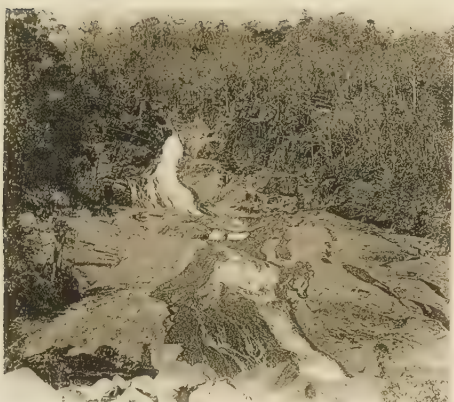
9



1



2



3



4



5



6



7



8



9

MÉMOIRE N° 12

PLANCHE V

- Fig. 1. — Vallée de la Besampia à l'Est du Fonjay. On distingue nettement le pendage des couches permotriasiques vers l'Est (droite du cliché).
- Fig. 2. — Le massif du Fonjay vu du Manambao, à 500 m. en aval du confluent de l'Andrafiampela.
- Fig. 3. — Chute de la Kiranomena dans des gabbros (bord est du Fonjay).
- Fig. 4. — Sommet du massif du Fonjay et Mont Manambaroa.
- Fig. 5. — Lit de grès permotriasiques du Manambaroa.
- Fig. 6. — Filon de dolérite à grain fin traversant un massif de gabbro ophitique arénisé. Rive gauche de la Besampia.
- Fig. 7. — Gorge de l'Andrafiabe creusée dans des rhyolites prismées. La plupart des blocs visibles dans le lit du torrent sont des fragments de colonnes prismatiques.
- Fig. 8. — Mont Besongomby et Mont Tsimitratra (au fond et à gauche). Types de massifs tabulaires microgranitiques.
- Fig. 9. — Détail du front oriental du Mahanitsy, en bordure du Ranobe, montrant la disposition prismée des rhyolites surmontant les grès triasiques.

MÉMOIRE N° 12

PLANCHE VI

- Fig. 1. — Mont Miefitanatry, près de Bemolangà. Massif de gabbro intrusif dans les grès de Morafenobe qui avait été considéré comme un cône volcanique quaternaire.
- Fig. 2. — Intrusions de trachytes prismées dans le Permo-Trias. Lit du Ranobe en aval du confluent de l'Antahotakana.
- Fig. 3. — Mont Ambatomainity SE. Massif de gabbro intrusif dans les grès de Morafenobe.
- Fig. 4. — Ambohitsiraindraina. Massif rhyolitique couronnant les grès du Trias au Nord du Ranobe.
- Fig. 5. — Vue de la vallée de l'Andrafiadinika prise du sommet de l'Ambohitrosy.
- Fig. 6. — Flanc occidental de l'Ambohitrosy. Surface inclinée correspondant à la schistosité de l'intrusion granitique.
- Fig. 7. — Vue d'ensemble du Mont Ambohitrosy (côté Ouest).
- Fig. 8. — Extrémité méridionale du plateau rhyolitique de Sarotsavoaka.
- Fig. 9. — Plateaux basaltiques (Antanimena) à l'Est d'Ambondro (Est de la Mahavavy).



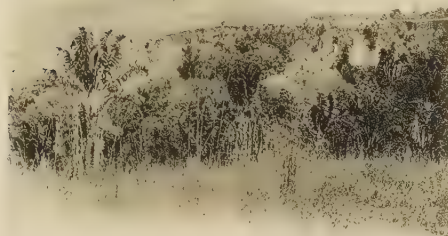
1



2



3



4



5



6



7



8



9



MÉMOIRE N° 12

PLANCHE VII

Faunes calloviennes et kimeridgiennes.

- Fig. 1. — *Hecticoceras Kobelli* OPPEL. Calcaires glauconieux kimeridgiens. Sud de la piste de Tsiandro à Antsalova.
- Fig. 2, 2a. — *Belemnites claviger* WAAGEN. Calcaires glauconieux kimeridgiens. Sud de la piste de Tsiandro à Antsalova.
- Fig. 4, 5. — *Perisphinctes (Aulacosphinctes) natricoides* UHLIG. Calcaires glauconieux kimeridgiens. Sud de la piste de Tsiandro à Antsalova.
- Fig. 6. — *Perisphinctes (Virgatosphinctes) denseplicatus* WAAGEN. Calcaires glauconieux kimeridgiens. Sud de la piste de Tsiandro à Antsalova.
- Fig. 7. — *Aptychus* sp. Calcaires glauconieux kimeridgiens. Sud de la piste de Tsiandro à Antsalova.
- Fig. 8. — *Lissoceras* cf. *deplanatum* WAAGEN. Calcaires glauconieux kimeridgiens. Sud de la piste de Tsiandro à Antsalova.
- Fig. 9, 10. — *Rhynchonella pseudo-inconstans* KITCHIN. Oolithe ferrugineuse callovienne. Est d'Ankidabe.
- Fig. 11. — *Rhynchonella* cf. *Pulcherrima* KITCHIN. Oolithe ferrugineuse callovienne. Ouest d'Ankidabe.
- Fig. 12. — *Rhynchonella rugosa* KITCHIN. Oolithe ferrugineuse callovienne. Ouest d'Ankidabe.
- Fig. 13. — *Rhynchonella indica* KITCHIN. Oolithe ferrugineuse callovienne. Ouest d'Ankidabe.
- Fig. 14. — *Terebratula joraensis* KITCHIN. Oolithe ferrugineuse callovienne. Ouest d'Ankidabe.
- Fig. 15. — *Terebratula joraensis* KITCHIN. Forme jeune à striation longitudinale bien visible. Ankirihitra.
- Fig. 16. — *Terebratula euryptycha* KITCHIN. Oolithe ferrugineuse callovienne. Ouest d'Ankidabe.
- Fig. 17. — *Flabellothyris dichotoma* KITCHIN. Oolithe ferrugineuse callovienne. Ouest d'Ankidabe.
- Fig. 18, 18a. — *Terebratula acutiplicata* KITCHIN. Oolithe ferrugineuse callovienne. Ankirihitra.
- Fig. 19. — *Terebratula aurata* KITCHIN. Oolithe ferrugineuse callovienne. Ankirihitra.
- Fig. 20. — *Heligmus Rollandi* H. DOUVILLÉ. Oolithe ferrugineuse callovienne. Est d'Ankidabe.
- Fig. 21. — *Pholadomya lyrata* SOW. Oolithe ferrugineuse callovienne. Ankirihitra.
- Fig. 22. — *Nautilus* cf. *giganteus* D'ORB. Oolithe ferrugineuse callovienne. Ankirihitra.
- Fig. 23. — *Phylloceras lodaiense* WAAGEN. Oolithe ferrugineuse callovienne. Sud d'Ankirihitra.
- Fig. 24. — *Perisphinctes* cf. *omphalodes* WAAGEN. Oolithe ferrugineuse callovienne. Ouest d'Ankidabe.
- Fig. 25. — *Hecticoceras suborientalis* SPATH. Marnes grises calloviennes. NW d'Ankidabe.
- Fig. 26. — *Hecticoceras suevum* BONARELLI. Marnes grises calloviennes. NW d'Ankidabe.
- Fig. 27. — *Phylloceras Kudernatschi* HAUER. Oolithe ferrugineuse callovienne. Sud d'Ankirihitra.
- Fig. 28. — *Phylloceras disputabile* ZITTEL. Oolithe ferrugineuse callovienne. Ouest d'Ankidabe.
- Fig. 29. — *Pelloceras arduennense* D'ORBIGNY. Calcaires grumeleux calloviens. Haute Môtamoha.
- Fig. 30, 30a. — *Cardioceras* aff. *cordatum* SOW. Marnes calloviennes. Kapiloza.
- Fig. 31. — *Hybodus* sp. (Ichthyodorylithe). Calcaires jaunes calloviens. Sud d'Ankirihitra.
- Fig. 32. — Dent de *Strophodus*. Oolithe ferrugineuse callovienne. Sud d'Ankirihitra.

(Toutes ces reproductions sont grandeur naturelle.)

MÉMOIRE N° 12

PLANCHE VIII

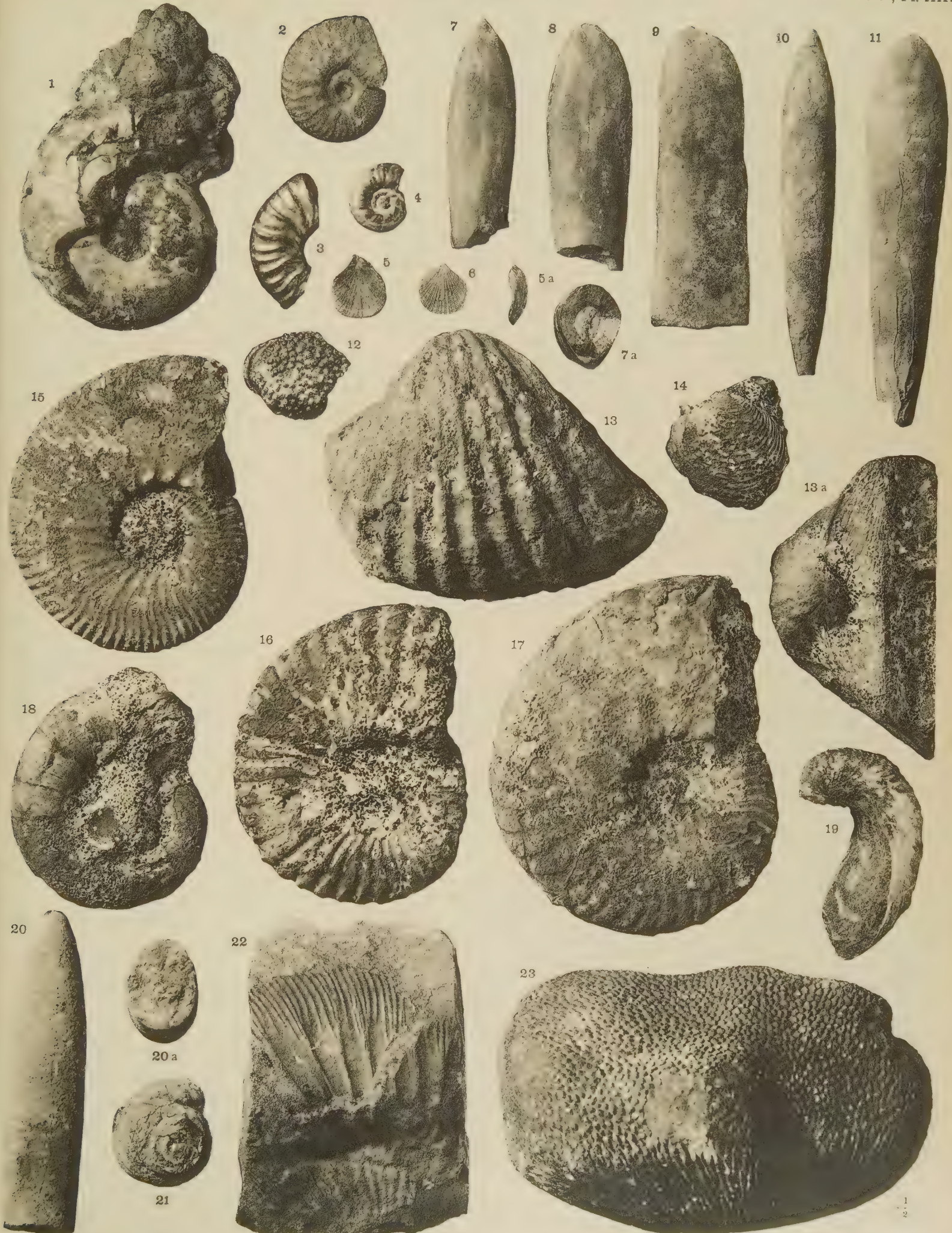
Faune du Crétacé moyen et intérieur.

- Fig. 1. — *Desmoceras* cf. *Toucasii* JACOB. Marnes pyriteuses aptiennes. NE d'Ambarimadinga.
Fig. 2. — *Parahoplites* cf. *Deshayesi* LEYM. Calcaires jaunes albiens. Nord d'Ambarimadinga.
Fig. 3. — *Parahoplites* *Deshayesi* LEYM. Marnes pyriteuses aptiennes. NE d'Ambarimadinga.
Fig. 4. — *Puzosia* cf. *Angladei* SAYN. Marnes pyriteuses aptiennes. NE d'Ambarimadinga.
Fig. 5, 5a, 6. — *Terebratulina* *Schnaebelei* nov. sp. Marnes valanginiennes. Mont Besaho.
Fig. 7, 7a, 8. — *Duvalia polygonalis* BLAINV. Marnes valanginiennes Nord d'Anjiabe.
Fig. 9. — *Duvalia dilatata* RASP. Marnes néocomiennes. Est de Soromaray.
Fig. 10. — *Belemnites* (*Belemnopsis*) *pistilliformis* BLAINV. Marnes valanginiennes. NE d'Andrafiavelo.
(Variété effilée.)
Fig. 11. — *Belemnites* (*Belemnopsis*) *pistilliformis*, id. (variété épaisse).
Fig. 12. — *Meyeria* sp. Marnes néocomiennes. Est de Soromaray.
Fig. 13. — *Cucullæa Kraussi* TATE. Oolithe ferrugineuse néocomienne. Ankarano.
Fig. 14. — *Astarte Herzogi* GOLDF. Oolithe ferrugineuse néocomienne. Ankarano.
Fig. 15. — *Neocomites neocomiensis* D'ORB., var. *premolica* SAYN. Oolithe ferrugineuse néocomienne.
Ankarano.
Fig. 16. — *Neocomites* cf. *platyoostatus* SAYN. Oolithe ferrugineuse néocomienne. Ankarano.
Fig. 17. — *Neocomites* cf. *teschenensis* UHLIG. Oolithe ferrugineuse néocomienne. Ankarano.
Fig. 18. — *Lytoceras lepidus* D'ORB. Oolithe ferrugineuse néocomienne. Ankarano.
Fig. 19. — *Os'rea* cf. *imbricata* KRAUSS. Calcaires marneux blancs du Jurassique supérieur, Ambararata
(Sud de Sitampiky).
Fig. 20, 20a. — *Belemnites astartinus* ETALLON. Calcaires marneux blancs du Jurassique supérieur. Ambararata.
Fig. 21. — *Serpula* aff. *convoluta* GOLDF. Calcaires marneux blancs du Jurassique supérieur. Ambararata.
Fig. 22. — *Perisphinctes* (*Virgatosphinctes*) *denseplicatus* WAAG. Ornementation d'un individu âgé. Calcaires
marneux portlandiens. Anjiabe.

(Toutes ces reproductions sont grandeur naturelle.)

Faune du Bathonien.

- Fig. 23. — *Amphistrea* sp. ($\times 1/2$). Calcaires récifaux bathoniens. Lisière ouest de l'Antsingy, piste de
Tsiandro à Antsaloya.





MÉMOIRE N° 12

PLANCHE IX

Faune du Sénonien.

- Fig. 1, 1 a. — *Marsupites ornatus* MILLER. Calcaires gréseux campaniens. Est de Mitraiky.
Fig. 2. — *Epiaster nobilis* STOL. Calcaires gréseux campaniens. Est de Mitraiky.
Fig. 3. — *Cassidulus Oldhammi* STOL. Marnes campaniennes. Piste de Trangahy à Antokazo.
Fig. 4. — *Inoceramus Cripsi* MANTELL. Calcaires gréseux campaniens. Est de Mitraiky.
Fig. 5. — *Inoceramus impressus* D'ORB. Calcaires crayeux maëstrichtiens. Trangahy.
Fig. 6. — *Plicatula multicostata* FORBES. Marnes campaniennes. Piste de Trangahy à Antokazo.
Fig. 7. — *Ostrea (Exogyra) plicifera* COQUAND. Marnes campaniennes. Piste de Trangahy à Antokazo.
Fig. 8. — *Turritella* cf. *difficilis* D'ORB. Marnes campaniennes. Piste de Trangahy à Antokazo.
Fig. 9, 10. — *Baculites vagina* FORBES. Marnes campaniennes. Piste de Trangahy à Antokazo.
Fig. 11, 12, 13. — *Hoplites* cf. *Vari* SCHLÜTER. Marnes campaniennes. Piste de Trangahy à Antokazo.
Fig. 14. — *Pachydiscus* cf. *gollevillensis* D'ORB. Calcaires gréseux campaniens. Est de Mitraiky.
Fig. 15. — *Schlaenbachia umbulazi* BAILY. Calcaires gréseux campaniens. Est de Mitraiky.
Fig. 16. — *Gaudryceras varagurense* KOSSM. Marnes campaniennes. SW de Tsianaloky.
Fig. 17. — *Phylloceras Woodsi* v. HOEPEN. Marnes campaniennes. SW de Tsianaloky.

Faune albienne.

- Fig. 18, 18 a. — *Neithea quinquecostata* SOW. Calcaires jaunâtres albiens. Nord d'Ambarimadinga.
Fig. 19, 19 a. — *Stoliczkaia* cf. *Grandidieri* B. L. T. Grès glauconieux albiens. Nord d'Andimaka.
Fig. 20. — *Desmoceras (Latidorsella) diphylloides* FORBES. Calcaires jaunâtres albiens. Nord d'Ambarimadinga.

(Toutes ces reproductions sont grandeur naturelle.)

MÉMOIRE N° 12

PLANCHE X

- Fig. 1. *Gabbro à bytownite et olivine* formant transition entre le gabbro normal et l'allivalite (abords du Mont Fonjay Sud) (x 18). *a* auréole d'augite cernant les éléments d'olivine *o*. Tous les plagioclases du fond sont de la bytownite.
- Fig. 2. *Gabbro normal à augite et labrador* (chute de l'Ankolitrato, Antatika) (x 14). Les labradors présentent une orientation très nette qui est en rapport avec la disposition litée de la roche (Pl. IV, fig. 6).
- Fig. 3. — *Microgabbro à bytownite* (abords du confluent Ranobe-Anlaholakana) (x 14). Roche à deux temps de consolidation nets : phénocristaux de bytownite ; fond d'augite et de microlites de bytownite et de labrador avec tendance à la structure intersertale.
- Fig. 4. *Augilite* (Mont Antsoabe, Massif du Fonjay) (x 17). Cette roche est constituée par une ségrégation très pauvre en feldspaths en bordure du massif de gabbro du Fonjay ; elle renferme presque exclusivement de l'augite.
- Fig. 5. *Dolérite à grain très fin* (Belolo, Sud de l'Ambohitrosy) (x 75). Toute la roche est constituée par de très petits éléments de labrador et d'augite avec verre peu abondant ; exceptionnellement (en bas et à droite) on peut observer des zones plus largement cristallisées.
- Fig. 6. — *Microgranite à riebeckite* (Ambohinihalo) (x 40) lum. nat. Au centre élément de riebeckite sombre se détachant sur un fond constitué par une micropertithe d'orthose sodique et d'albite et par du quartz peu abondant.
- Fig. 7. — *Microgranite* (Ambereny) (x 22). Association micropegmatitique de quartz et de micropertithe d'orthose et d'anorthose. Éléments colorés rares (biotite). Un peu de magnétite. Parfois (non visibles sur la figure) phénocristaux corrodés de quartz et d'orthose.
- Fig. 8. — *Granite sodique* (sommet du Mont Ambohitrosy) (x 22). Grandes plages de quartz moulant les autres éléments. Feldspaths : micropertithe d'orthose sodique, d'anorthose et d'albite ; *x* ægyrine, en grandes plages ; *r* riebeckite, en petites plages en bordure ou même incluses dans l'ægyrine.
- Fig. 9. — *Pegmatitoïde* (Ambatomainty SE) (x 22). Grands éléments d'oligoclase. Au centre groupement comportant une association micropegmatitique d'orthose et de quartz, de l'anorthose, de l'ægyrine *x* et de la lanéite *l* ; *a* augite ægyrinique.
- Fig. 10. — *Grès métamorphique* (contact d'un dyke doléritique, flanc sud de l'Antatika) (x 40). Les quartz sont entourés par des excroissances filiformes présentant la même orientation optique que le noyau central.
- Fig. 11. — *Grès métamorphique* (contact du massif de gabbro de l'Ambatomainty SE) (x 22). Le verre résultant de la fusion des quartz qui ont des contours nettement corrodés, s'est dévitrifié en majeure partie en donnant parfois des associations micropegmatitiques (bords de la préparation à droite et à gauche).
- Fig. 12. — *Grès métamorphique* (enclave dans une intrusion doléritique, lit de l'Ankolitrato) (x 40). Par suite de fusion et démolition rectangulaire, les feldspaths ont acquis une structure en cassette. Les quartz ont été simplement fondus sur leur bord. Le verre ainsi produit a subi un commencement de dévitrification.

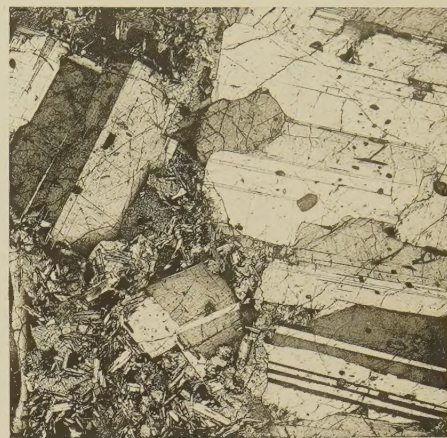
Sauf indication contraire (fig. 6) toutes ces photographies ont été prises avec nicols croisés.



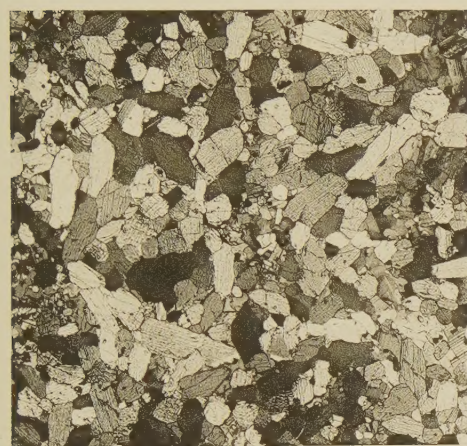
1



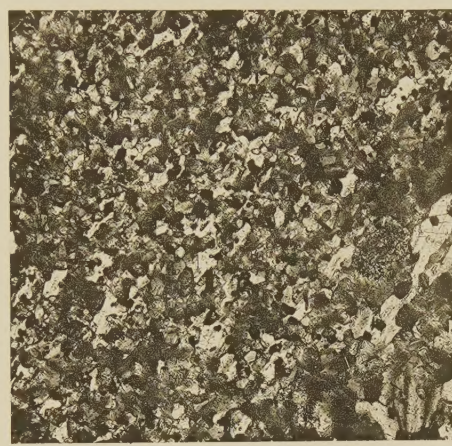
2



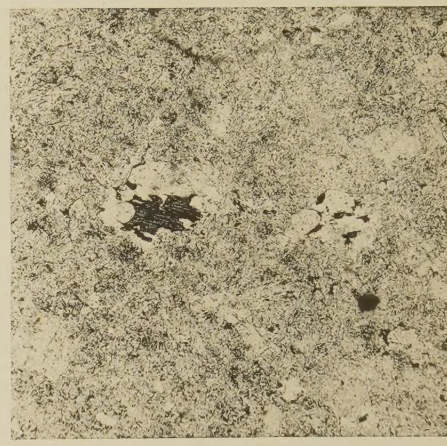
3



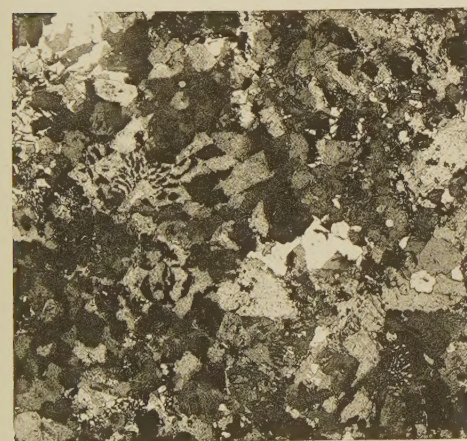
4



5



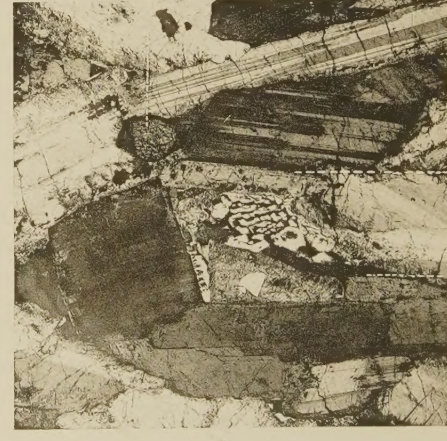
6



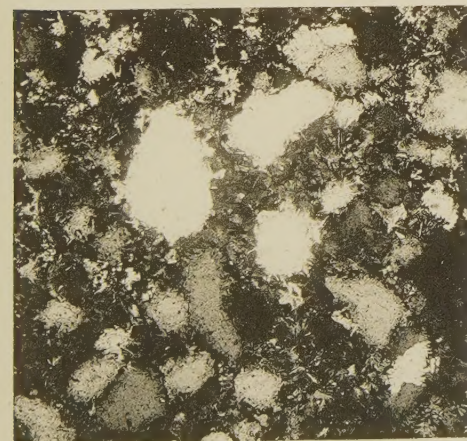
7



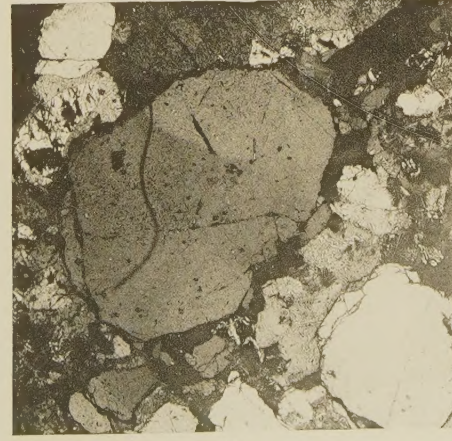
æ 8



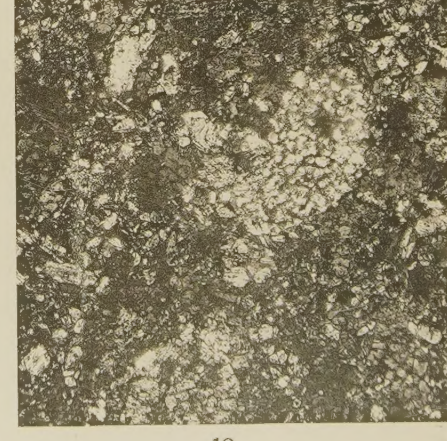
9



10



11



12

